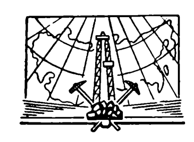
Е. Ф. ДУБРОВ

ЗВУКОВАЯ ГЕОЛОКАЦИЯ

Е. Ф. ДУБРОВ

Звуковая геолокация



Издательство «НЕДРА»
Ленинградское отделение
Ленинград · 1967

УДК 550.834

Звуковая геолокация. *Дубров Е. Ф.* Л., Недра, 1967. Стр. 110.

Книга посвящена новому применению акустических методов в геофизике — звуковой геолокации акваторий. На основании сравнения распространения плоской и сферической акустических волн определена область, в которой с достаточной для практики точностью излучаемые точечным источником колебания могут рассматриваться как плоские волны. Приводятся некоторые особенности распространения акустических волн в воде и горных породах, факторы, влияющие на глубинность, разрешающую способность и другие характеристики метода звуковой геолокации. Изложены принципы действия аппаратуры и ее узлов. Главное внимание уделено излучателям электрогидравлического, индукционного и магнитострикционного типов, на основе взрыва газовой смеси, а также магнитострикционным и пьезокерамическим приемникам.

Приводятся примеры применения звуковой геолокации в СССР и за рубежом для решения различных производственных задач: поиска и разведки площадей, перспективных на нефть и газ; картирования россыпных и рудных месторождений; общегеологического характера; инженерно-геологического направления и т. д. Таблиц 2, иллюстраций 38, библиографии 149.

2—9—5
130—67

Введение

Задачи увеличения материально-сырьевой базы промышленности приводят к расширению районов поисков и разведки месторождений полезных ископаемых не только на суше, но и на морских просторах, слабо изученных в геологическом отношении. Наиболее видное место в изучении геологии моря принадлежит сейсмической разведке, которая, однако, не дает сведений о строении верхней части разреза земной коры (до 200—300 *м*) и требует для проведения работ больших сил и средств.

Поиски методов, позволяющих удешевить морские сейсмические работы и пополнить их качественно новыми видами информации о строении Земли, привели к разработке нового геофизического метода — звуковой геолокации. Звуковая геолокация базируется на применении более высоких частот звуковых колебаний по сравнению с сейсморазведкой, использовании направленных излучателей и приемников звука, суммировании часто повторяющихся циклов излучение — прием и отличных от сейсморазведки способах регистрации принятых колебаний, позволяющих непосредственно на профиле получать объективно зарегистрированный наглядный акустикогеологический разрез.

Уже сейчас, в первый период разработки метода звуковой геолокации, в СССР и за рубежом получены убедительные материалы, показывающие перспективность применения звуковой геолокации для решения многих практических задач: общегеологического характера; поиска и разведки нефтяных и газовых месторождений; картирования при работах на каменный уголь, железную руду и россыпные месторождения; в инженерно-геологических изысканиях и в ряде смежных наук, например, археологии и т. д. Во всех этих областях звуковая геолокация наряду с детальным расчленением верхней части разреза дает богатые материалы, позволяющие пополнить данные сейсморазведки, а в некоторых случаях и сократить ее объемы. Применение звуковой геолокации позволяет уменьшить объемы и разредить сеть некоторых видов дорогостоящих работ, например, картировочного бурения, шурфов на дражных полигонах. Все это, наряду со сравнительно небольшими затратами на проведение работ и возрастающим значением изучения геологии акваторий, объясняет бурное развитие аппаратуры и метода звуковой геолокации, которое наблюдается в последние годы.

Начало использования метода звуковой геолокации относится к 40-м годам, когда при морских работах с эхолотами было обнаружено, что в некоторых случаях, помимо рельефа дна моря, на эхограммах регистрируется мощность донных осадков и их строение.

Это открыло новые возможности в изучении геологии и геоморфологии морского дна, что одними из первых отметили Т. Стокс [Stocks, 1935] и О. Н. Киселев [1941]. При проведении в 1939 г. океанологических исследований в Баренцевом море О. Н. Киселевым была подмечена зависимость характера записи эхограмм от типа донных грунтов. В послевоенный период идея применения эхолотов для изучения донных отложений выдвигалась многими авторами, в частности: Е. А. Поповым [1946], М. В. Кленовой [1948], А. П. Белобровым [1948], Ф. Шипардом [1951], Л. А. Сергеевым [1951], С. А. Бузо [1952], В. В. Шулейкиным [1953], Г. Р. Жуковским [1953], Т. Буркаром [1953], В. О. Смитом и Х. Б. Николсом [Smith, Nichols, 1953] и другими.

Некоторыми исследователями проводились экспериментальные работы по использованию эхолотов в этом новом направлении, так, при работах Института океанологии АН СССР в 1949—1950 гг. для сопоставления литологического состава донных отложений с формой отраженных импульсов, последние регистрировались осциллографом [Удинцев, Лисицын, 1953], и была получена в благоприятных геологических условиях запись слоистости глинисто-доломитовых илов мощностью 10—15 *м*.

В этот же период С. А. Бузо [1952] и Л. А. Сергеевым [1951], [1958] проводились с помощью эхолотов исследования динамических характеристик импульсов, отраженных от дна.

Начиная с 1950 г. различными фирмами США начали публиковаться рекламные сообщения о геолокационных работах 1944—1947 гг., а с 1958 г. в технической литературе появились статьи по конкретным методическим и аппаратурным направлениям звуковой геолокации. В этот период началась интенсивная разработка специализированной аппаратуры звуковой геолокации в СССР, США, Франции и Японии. Эти годы характеризуются стремлением получить методом звуковой геолокации данные о строении горных пород на глубинах по грунту в сотни и даже тысячи метров. Новые задачи потребовали создания новой техники для их решения, что успешно реализуется путем разработки аппаратуры, принципиально отличающейся от эхолотов. Этому способствует быстрое развитие науки и техники, в первую очередь радиоэлектроники и акустики, а также выполнение ряда крупных теоретических исследований по распространению упругих волн в слоисто-неоднородных средах.

В настоящее время аппаратурными и методическими разработками звуковой геолокации занимаются многие фирмы и организации разных стран, так, только в США: Массачусетский технологический институт совместно с Вудсхолским океанографическим институтом (Н. Е. Эдгертон, Ю. В. Херсей и др.), Колумбийский университет совместно с геологической обсерваторией Ламонта (Ю. И. Ивинг, Д. В. Тирей), Национальный океанографический институт (М. А. Страйд), Научно-исследовательский институт фирмы «Магнолия петролеум компани» (С. Д. Мак-Клу, Х. Ф. Нельсон), научная лаборатория в Далласе (В. Б. Хакеби), лаборатория

радиоэлектроники ВМС (Л. Р. Падберг) и т. д. В других странах этими вопросами также занят ряд институтов и предприятий.

В Советском Союзе разработкой аппаратуры звуковой геолокации и применением ее в инженерно-геологических целях для гидротехнического строительства с 1954 г. успешно занимаются В. И. Савельев [1959 а, б] и Е. А. Попов [1963], создавшие первый в Советском Союзе экспериментальный звуковой геолокатор УЗГ; с 1961 г. разрабатывается аппаратура и с 1963 г. выполняются морские исследования АзНИИ по добыче нефти [Тагиев, Ногаев, 1964]; с 1958 г. в Ленинградском горном институте начаты опытно-методические работы и аппаратурные изыскания с целью создания геолокатора для отбивки плотика на дражных полигонах — Д. А. Казаковский, Г. А. Кротов, А. А. Гурич, В. Б. Аранович [1964]; разработкой геолокационной аппаратуры с одноканальным сейсмическим способом регистрации для исследований грунтов при строительстве гидротехнических сооружений с 1962 г. занимаются в МГУ [Калинин, Азими, Калинин, 1964 а, б].

В 1957 г. по инициативе Г. К. Волосюка начаты исследования в области звуковой геолокации Всесоюзным научно-исследовательским институтом методики и техники разведки (ВИТР). Они развивались в направлении создания геолокаторов всех классов, их серийного выпуска и разработки методических вопросов. Эти работы до 1960 г. проводились М. Е. Лившицем при участии О. Н. Соколова, Е. П. Абрамова, В. Б. Арановича, а затем Е. Ф. Дубровым совместно с большой группой сотрудников — В. Н. Киселевым, Е. А. Волковой, С. Н. Бирюковым, В. В. Дубововым, И. М. Ширяевым, Л. И. Сороко, Ю. Н. Петровым и другими. С 1964 г. в работах участвовали Л. Г. Линьков, В. К. Тряпицын, С. С. Филатов, Б. Г. Федоров и др. В 1963 г. по проекту автора и А. П. Соколова было закончено строительство первой в Советском Союзе плавучей геоакустической лаборатории на экспедиционном судне «ВИТР-1», предназначенной для исследовательских целей в области звуковой геолокации.

С 1958 г. на озерах, реках и морях ВИТР выполнялись исследования как аппаратурного, так и опытно-методического характера. В работах участвовали специалисты и суда многих организаций, например: Лаборатории аэрометодов МГ СССР (В. В. Шарков и др.), Института геологии (г. Рига, В. Г. Ульст), АзНИИ по добыче нефти г. Баку (А. М. Фонштейн), ГРК на море г. Баку (Ч. А. Халилбейли, Г. Ю. Гасанов, И. Д. Ахундов), Ленинградского горного института (Г. А. Кротов и др.), ВНИИгеофизики (Б. Л. Каплан, М. И. Балашкант, В. В. Майоров, Л. Н. Солодилов), ОМГР ВНИИгеофизики (А. П. Милашин, А. А. Гагельганц, Ю. Г. Юнов, Л. А. Уманский и др.), Института археологии (К. К. Шилик), МГРИ (И. С. Комаров, А. А. Лучшева), Кольского филиала АН СССР (М. Т. Козлов), Лаборатории озероведения ЛГУ (Д. Д. Квасов), Института геологических наук УССР (Е. Ф. Шнюков) и др.

Одновременное проведение аналогичных работ в различных организациях привело к отсутствию единой терминологии (рассма-

триваемый метод именуется по-разному: сейсмо-акустический, эхолотирование, грунторазведочный и т. п., а аппаратуру называют или по узкому назначению, или по каким-либо ее узлам: «грунтограф», «спаркер», «бумер», «самописец СДР» и т. д.). В настоящей публикации используется более общая терминология, а именно: приборы называются «звуковыми геолокаторами» или просто «геолокаторами» с подразделением их на классы (см. гл. I, § 2), а метод — «методом звуковой геолокации», причем он рассматривается как один из разделов нового направления в геофизике и акустике, которое получило название «геоакустика» по предложению автора, принятому Всесоюзным совещанием по применению звука и ультразвука в сейсмологии, сейсморазведке и горном деле в 1963 г. По аналогии с сейсмогеологическим разрезом вводится понятие об акустикогеологическом разрезе, который при использовании в звуковой геолокации инфразвукового (сейсмического) диапазона частот будет совпадать с понятием о сейсмогеологическом разрезе, но в области звукового диапазона частот акустикогеологический разрез будет отличаться большей детальностью.

Интерес, который проявляется геологами и геофизиками к методу звуковой геолокации, подчеркивает его перспективность и как следствие этого — необходимость создания более совершенной аппаратуры, а также детального определения круга задач, которые могут решаться методом. Однако пока еще отсутствуют обобщающие работы по методу звуковой геолокации, и настоящую публикацию следует рассматривать как, по-видимому, первую попытку в этом направлении.

В гл. I приведены некоторые физические основы метода звуковой геолокации и классификация аппаратуры. В гл. II приводятся принципы построения геолокационной аппаратуры и ее особенности, в гл. III — примеры практического применения метода звуковой геолокации.

Автор пользуется возможностью выразить благодарность сотрудникам ВИТР и других организаций, принимавшим участие в натурных испытаниях аппаратуры и методических исследованиях. Большую работу по подбору материалов выполнила Н. Г. Алахверди и по подготовке рукописи — Ж. М. Булатова, за что автор выражает им искреннюю признательность. Автор весьма благодарен В. И. Савельеву, Г. Я. Рабиновичу и А. Л. Перельману за прочтение рукописи книги и высказанные полезные советы.



Глава I

Физические основы звуковой геолокации

Метод звуковой геолокации применяется для получения акустикогеологического разреза пород, слагающих дно акваторий. Рассматриваемый метод основан на принципе возбуждения в воде импульсов упругих колебаний звукового диапазона частот, которые достигают дна и отражаются от него; часть энергии проникает в первый слой породы. Если амплитуда импульса была достаточно велика, то в первом слое породы акустическая энергия полностью не поглощается и колебания достигают следующего слоя. Аналогично предыдущему, часть энергии отразится, а часть проникнет в следующий слой. Отраженные от дна и слоев породы импульсы регистрируются в порядке их поступления на эхограмме способом яркостной или амплитудной модуляции. Регистрация ведется поперек чувствительной ленты при строгом совмещении моментов излучения. В результате в масштабе времени на эхограмме фиксируется акустикогеологический разрез пород, слагающих дно водоема. Информация о глубине водоема и рельефе дна носит вспомогательный характер. Аппаратура звуковой геолокации должна обеспечивать максимальную четкость и разрешающую способность фиксации сигналов, приходящих после донного отражения. Обычно геолокация ведется с движущегося плавсредства, что обеспечивает получение непрерывного акустикогеологического разреза.

Для выяснения физической сущности метода звуковой геолокации ниже в общих чертах рассматриваются особенности распространения звуковых колебаний как в водной среде, так и в горных породах, слагающих дно водоемов, а также факторы, оказывающие наиболее существенное влияние на глубинность, разрешающую способность и другие характеристики метода звуковой геолокации.

§ 1. Характеристика звукового поля

Воздействие внешних сил на некоторую область упругой среды приводит к смещению частиц и местному изменению их объема. В силу действия закона неразрывности возникшая деформация передается соседним частицам, которые с некоторым запаздыванием также отклоняются от равновесного состояния. Изменение объема частиц приводит к изменению плотности и давления в среде.

Обычно в акустике рассматриваются малые изменения объема среды, когда относительное изменение плотности может быть принято численно равным относительному изменению объема. Это равенство нарушается в ближней зоне взрывов, однако при достаточном

удалении оно выполняется, и, с известной степенью приближения, могут быть применены математический аппарат и выводы линейной акустики.

Смещение частиц и связанное с этим изменение давления происходят в определенных направлениях с образованием по принципу Гюйгенса — Френеля фронта волны, все частицы которого имеют синфазное смещение.

Применительно к методу звуковой геолокации наибольшее практическое значение имеют случаи распространения плоской и сферической волн.

Плоские волны

Для случая плоской волны волновое уравнение относительно смещения ξ обычно записывается в виде

$$\frac{\partial^2 \xi}{\partial t^2} = c^2 \frac{\partial^2 \xi}{\partial x^2}, \qquad (1)$$

где $c = \sqrt{\frac{\varkappa}{\rho}} = \sqrt{\frac{\gamma}{\rho \beta_{\text{из}}}} \approx \sqrt{\frac{\gamma p_0}{\rho}}$ — скорость распространения звуковых волн, *м/сек*; γ — отношение удельной теплоемкости среды при постоянном давлении к ее удельной теплоемкости при постоянном объеме; p_0 — постоянное давление; ρ — плотность среды (для воды при 4° С $\rho = 10^3$ *кг/м*^{3}); $\beta_{\text{из}}$ — коэффициент изотермической сжимаемости; $\varkappa \approx 2 \cdot 10^{-11}$ *н/м*^{3} — модуль объемной упругости.

Наряду с понятием о скорости распространения звуковых волн, под которой подразумевают скорость перемещения их в направлении нормали к фронту волны, в акустике вводятся фазовая и групповая скорости [Скучик, 1959; Волкова, Дубров, Соколов, 1962]. Фазовой скоростью $c_{\text{ф}}$ называется скорость перемещения поверхностей равных фаз в некотором произвольном направлении. Если θ — угол между выбранным направлением и направлением распространения фронта волны, то $c_{\text{ф}} = \frac{c}{\cos\theta}$. Фазовая скорость может принимать любые значения вплоть до бесконечности, но всегда $c_{\text{ф}} \geqslant c$. Групповая скорость $c_{\text{г}}$ определяется как скорость распространения максимума огибающей импульса, состоящего из ряда частот, т. е. она может быть определена из времени растягивания частотной группы вокруг группового времени задержки за счет фазового сдвига частотных составляющих. Групповая скорость при нормальной дисперсии может быть значительно ниже скорости распространения $c_{\text{г}} = c_{\text{ф}} \left[1 - \frac{1}{f_{\text{ф}}} \left(\frac{dc}{d\lambda}\right)_{k=k_{\text{ф}}}\right]$, где $k = \frac{\omega}{c}$ — волновое число; $f_{\text{ф}}$ и $k_{\text{ф}}$ — частота и волновое число, соответствующие $c_{\text{ф}}$.

Волновое уравнение относительно скорости частиц ξ' или давления p записывается путем замены в уравнении (1) ξ соответственно на ξ' или p.

Общее решение уравнения (1) выражается в виде суммы прямой и обратной волн

$$\xi = f_1\left(t - \frac{x}{c}\right) + f_2\left(t + \frac{x}{c}\right). \qquad (2)$$

Частное решение для прямой волны в случае гармонических колебаний

$$\xi = \xi_0 \sin \omega \left(t - \frac{x}{c}\right) = \xi_0 \sin (\omega t - kx), \qquad (3)$$

где ξ_0 — амплитуда колебания; t — время; $\omega = 2\pi f$ — круговая частота; f — частота; k — волновое число, соответствующее сдвигу фазы на единице длины, $k = \frac{\omega}{c} \quad \frac{2\pi}{\lambda}$; $\lambda \quad \frac{c}{f} = cT$ — длина волны; T — период колебания.

От смещения частиц и соответствующего ему давления путем дифференцирования можно перейти к скорости частиц, тогда соотношение между давлением и колебательной скоростью частиц

$$\frac{p}{\xi'} = \rho c = w, \qquad (4)$$

т. е. в плоской волне давление и колебательная скорость частиц находятся в фазе и различаются только коэффициентом $w = \rho c$, называемым волновым (акустическим) сопротивлением. Поскольку звуковое давление измеряется в *н/м*^{2} и имеет размерность [*кг*/(*м* · *сек*^{2})], а колебательная скорость измеряется в *м/сек*, то волновое сопротивление измеряется в *н* · *сек/м*^{3} и имеет размерность [*кг*/(*м*^{2} · *сек*)] (ГОСТ 8849—58). Соотношение между единицей давления системы СИ *н/м*^{2} и единицами давления других систем: 1 *н/м*^{2} = 10 *дин/см*^{2} = = 0,102 *кГ/м*^{2} = 1,02 · 10^{-5} *ат* = 9,87 · 10^{-6} *атм* = 7,5 · 10^{-3} *мм рт. ст.* = 0,102 *мм вод. ст.* = 10^{-5} *бар*. Следует обратить внимание на давление в *дин/см*^{2} и барах (1 *дин/см*^{2} = 10^{-6} *бар*), так как в акустике ранее давление, равное 1 *дин/см*^{2}, называли акустическим баром.

Отметим, что отношение амплитудных значений давления к смещению частиц

$$\frac{p_m}{\xi_m} = \omega\rho c \ \text{(так как } \xi' = \omega\xi\text{)} \qquad (5)$$

принято называть акустической жесткостью. Воспользовавшись формулой (5), можно установить величину давления в воде, которое будет возникать при распространении плоской волны со смещениями, примерно равными регистрируемым в сейсморазведке. В качестве примера возьмем ξ = 0,1 *мк* = 10^{-7} *м*, выберем частоту, используемую как в сейсморазведке, так и в наиболее низкочастотной аппаратуре звуковой геолокации, равной 70 *гц*, ρ = 10^3 *кг/м*^{3}, c = 1500 *м/сек*, тогда p_m = 66 *н/м*^{2} = 660 *дин/см*^{2} = 0,66 *Г/см*^{2}.

В этом расчете мы условно приняли скорость звука равной 1500 *м/сек*, на самом деле скорость звука в морской воде колеблется

в зависимости от температуры, солености и давления. Теоретическая формула

$$c = \sqrt{\frac{\gamma}{\rho\beta_{из}}}$$

для морской воды дает заниженное значение в среднем на 3—4 *м/сек*, поэтому для точных расчетов скорости звука выведено большое количество эмпирических формул. При солености воды более 19‰ (1‰ = 1 *мг/л*) наибольшую точность (не ниже 0,2 *м/сек*) можно получить, воспользовавшись формулой Дель-Гроссо [Del Grosso, 1952]

$$c = 1448{,}6 + 4{,}618\,t - 0{,}0523\,t^2 + 0{,}00023\,t^3 +$$
$$+ 1{,}25\,(S - 35) - 0{,}011\,(S - 35)\,t + 0{,}0027 \cdot 10^{-5}\,(S - 35)\,t^4 - 2 \cdot 10^{-7} \times$$
$$\times (S - 35)^4\,(1 + 0{,}577\,t - 0{,}0072\,t^2). \qquad (6)$$

При солености $S = 0 \div 20‰$ погрешность расчета по этой формуле достигает 0,8 *м/сек*, с максимумом погрешности при температуре $t = 0°$ С и пресной воде. По формуле (6) составлены «Таблицы скорости звука в морской воде» [Барк, Гансон, Мейстер, 1961], которые рекомендуются к использованию при точной интерпретации эхограмм звуковой геолокации. Непосредственное измерение скорости звука аппаратурными методами обычно приводит к большим ошибкам (около 1,5 *м/сек*). При грубых расчетах можно принять, что скорость звука в воде возрастает с повышением температуры на 1° С примерно на 4,5 *м/сек* в интервале от 0 до 15° С, затем возрастание скорости звука постепенно уменьшается и при 25° С составляет около 2 *м/сек*. С увеличением солености воды на 1‰ скорость звука возрастает примерно на 1 *м/сек*. За исходную величину при ориентировочных расчетах может быть взята скорость звука при $t = 0$ °С и $S = 0‰$, равная 1 404,5 *м/сек*. Например, при $t = 20°$ С и $S = 35‰$ $c = 1521{,}9$ *м/сек*.

Формула (6) не учитывает влияния на скорость звука гидростатического давления. Приращение скорости звука в воде при увеличении глубины на 1 *м* составляет около 0,02 *м/сек*.

Таким образом, скорость распространения звука в воде непостоянна, и наибольшее влияние на нее оказывает температура, которая подвержена сезонным и суточным изменениям. При переходе звуковых лучей из одного слоя воды в другой, отличающийся по температуре, солености или давлению, за счет изменения скорости распространения звуковых колебаний наблюдается явление рефракции — искривления лучей. Как и для границы раздела двух упругих сред со скоростями c_1 и c_2, для «слоев» воды справедлив закон Снеллиуса, который устанавливает соотношение между углом падения луча α_1 и углом преломления его α_2 на границе раздела сред

$$\frac{c_1}{\sin\alpha_1} = \frac{c_2}{\sin\alpha_2}. \qquad (7)$$

Согласно этой формуле в летние месяцы, когда верхние слои воды хорошо прогреты ($c_1 > c_2$), наблюдается искривление звуковых лучей в глубь воды (отрицательная рефракция). В зимние и осенние месяцы верхние слои воды охлаждены и наблюдается положительная рефракция — искривление звуковых лучей к поверхности воды, т. е. лучи искривляются в сторону слоя с меньшей скоростью распространения звука.

Явление рефракции звуковых лучей может оказать существенное влияние на результаты работ методом звуковой геолокации — привести к снижению интенсивности принимаемых сигналов и соответственно уменьшению глубинности исследования. Причина этого явления кроется в уменьшении плотности энергии в лучевой трубке за счет отклонения части лучей.

В глубоких морях слой воды с минимальной скоростью может располагаться на некоторой глубине, тогда звуковые лучи искривляются таким образом, что стремятся остаться в зоне наименьшей скорости, образующей звуковой канал [Бреховских, 1949]. В различных районах океанов звуковой канал находится на разных глубинах, например, в северо-восточной части Тихого океана — на глубине 500—700 *м*, в более холодных областях звуковой канал приближается к поверхности воды. При расположении приемо-излучающих устройств геолокаторов выше звукового канала могут наблюдаться явления, аналогичные вышеописанным.

Одной из характеристик звукового поля является интенсивность I, или сила, звука, которая определяется количеством звуковой энергии, проходящей в единицу времени через единичную площадку, перпендикулярную к направлению распространения звуковой волны. Интенсивность измеряется в *вт/м²*, размерность ее — [*кг/сек³*], причем 1 $вт/м^2 = 10^{-4}$ $вт/см^2 = 10^3$ $эрг/(см^2 \cdot сек)$.

Мгновенное значение интенсивности может быть выражено через скорость смещения частиц и давление формулой

$$I_t = p\xi' = \frac{p^2}{\rho c} = \xi'^2 \rho c, \ вт/м^2. \qquad (8)$$

Амплитудные значения могут быть получены из формулы (8) с учетом соотношения

$$p_{\max} = p_{эф}\sqrt{2} = p\sqrt{2}\,.$$

Поскольку $\xi'_{\max} = \xi_{\max}\omega$, то интенсивность через амплитуду смещения выражается следующим соотношением:

$$I = \frac{1}{2}\,\xi^2_{\max}\omega^2\rho c, \ вт/м^2.$$

Если расчет ведется в системе СГС, то

$$I = \frac{p^2}{\rho c} \cdot 10^{-7}, \ вт/см^2.$$

В акустике получила широкое распространение оценка интенсивности по логарифмической шкале, что связано с весьма широким диапазоном величин интенсивности, используемых на практике. В качестве нулевого уровня для отсчета по логарифмической шкале обычно принимается интенсивность

$$I_0 = 10^{-12} \; вт/м^2 = 10^{-16} \; вт/см^2 = 10^{-9} \; эрг/(см^2 \cdot сек)$$

или давление, соответствующее этой интенсивности,

$$p_0 \approx 2 \cdot 10^{-5} \; н/м^2 = 2 \cdot 10^{-4} \; дин/см^2.$$

Уровень силы звука, или интенсивность (относительно выбранного уровня) $L = 10 \lg \frac{I}{I_0} = 20 \lg \frac{p}{p_0}$, измеряется в децибеллах. В децибеллах удобно оценивать и интенсивность одного колебания I_1 относительно другого I_2, при этом $\Delta L = 10 \lg \frac{I_1}{I_2}$. Если $\frac{I_1}{I_2} = 1{,}26$, то $\Delta L = 10 \cdot 0{,}1$ *дб* $= 1$ *дб*. При $\frac{I_1}{I_2} = 10$, $\Delta L = 10 \cdot 1 = 10$ *дб*. В гл. IV книги «Расчетные графики и таблицы по электроакустике» В. К. Иофе и А. А. Янпольского [1954] приведены таблицы, рассчитанные по этим формулам.

Сферические волны

При создании звуковых геолокаторов, предназначенных для зондирования горных пород на большие глубины, приходится не только существенно увеличивать излучаемую мощность, но и снижать рабочую частоту.

При работе на низких частотах генерирование плоских волн связано с большими трудностями, прежде всего конструктивного порядка, поэтому в большинстве геолокаторов используются практически точечные излучатели, возбуждающие сферическую волну. С достаточной степенью приближения волну можно считать сферической, если характерные размеры излучателя не более $\frac{1}{4}$ возбуждаемой длины волны λ.

В этом случае волновое уравнение, если считать излучатель равномерно пульсирующим шаром, примет вид

$$\frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial p}{\partial r} \right) = \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 p}{\partial t^2}, \qquad (9)$$

а его общее решение (за исключением точки $r = 0$) может быть представлено аналогично случаю плоской волны в виде суммы прямой и обратной волн

$$p = \frac{1}{r} f_1 (r - ct) + \frac{1}{r} f_2 (r + ct). \qquad (10)$$

Как видно из сравнения общих решений для случаев плоской (2) и сферической (10) волн, давление в сферической волне убывает обратно пропорционально расстоянию, а следовательно, интенсив-

ность звуковых колебаний — обратно пропорционально квадрату расстояния. Это понятно также из геометрического увеличения фронта сферической волны пропорционально квадрату расстояния r.

Путем несложных преобразований можно получить выражение для акустического сопротивления z в случае сферической волны

$$z = \rho c \frac{1}{1 + \left(\frac{\lambda}{2\pi r}\right)^2} + j\omega \frac{\rho r}{1 + \left(\frac{2\pi r}{\lambda}\right)^2}. \qquad (11)$$

Если в случае плоской волны акустическое сопротивление (4) имело чисто активный характер, то в рассматриваемом случае дополнительно имеется некоторая реактивная составляющая [второй член равенства (11)]. Ее возникновение связано с колебательным переносом некоторой массы среды между соседними поверхностями фронтов волны с отличающимися акустическими параметрами, например, давлениями.

Кроме того, из формулы (11) следует, что при приближении к источнику колебаний реактивность акустического сопротивления проявляется сильнее $\left(\text{за счет уменьшения } \frac{r}{\lambda} \text{ и увеличения } \frac{\lambda}{r}\right)$, а при удалении от источника колебаний, наоборот, преобладающее значение имеет активная составляющая акустического сопротивления.

Из уравнения (11) может быть получен модуль акустического сопротивления

$$|z| = \rho c \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{\lambda}{2\pi r}\right)^2}}. \qquad (12)$$

Очевидно, что за счет знаменателя в уравнении (12) полное акустическое сопротивление в случае сферической волны меньше, чем для плоской волны, но приближается к нему с увеличением r. За счет реактивной составляющей акустического сопротивления несколько усложняется связь между давлением и колебательной скоростью

$$\frac{p}{\xi'} = \frac{j\omega\rho r}{1 + jkr}, \qquad (13)$$

следовательно, появляется фазовый сдвиг

$$\operatorname{tg} \varphi = \frac{1}{kr} = \frac{\lambda}{2\pi r}. \qquad (14)$$

При $r = 0$ сдвиг фазы максимальный и составляет 90°, по мере увеличения r скорость по фазе все меньше отстает от давления и при $r \to \infty$ $\varphi \to 0$. Особенно быстрое сокращение сдвига по фазе наблюдается в ближайшей к излучателю зоне, при малых r. Уже при $r = \lambda$ $\varphi \approx 9°$, продолжая затем убывать асимптотически.

Таким образом, при использовании излучателя с характерным размером $d \leqslant \frac{1}{4}\lambda$, примерно с расстояний $r = \lambda$, с достаточной

для геолокационной практики точностью можно пренебрегать как фазовым сдвигом между давлением и колебательной скоростью, так и реактивной составляющей акустического сопротивления. Иными словами, на расстояниях $r \gg \lambda$ от излучателя в окрестностях некоторого выбранного направления фронт волны может быть принят за плоский.

§ 2. Классификация геолокаторов. Факторы, влияющие на глубинность, разрешающую способность и качество получаемой методом звуковой геолокации информации

За последние годы в ряде стран создано большое количество различных по устройству и назначению геолокаторов, что дает возможность для удобства их сравнения провести некоторую классификацию.

Поскольку геологов при использовании геофизических методов интересует обычно их глубинность, что связано с различными задачами исследований, то, по нашему мнению, геолокаторы нужно условно классифицировать по этому параметру.

Под глубинностью геолокации следует понимать максимальное расстояние по горным породам (грунту), с которого еще может быть получена информация (слой воды между акустической системой и дном не учитывается, так как он не является объектом измерений). Время распространения звукового импульса от момента излучения до момента приема отраженного сигнала от наиболее глубоко залегающего горизонта складывается из удвоенного времени распространения через слой воды и горные породы. Мощность слоя воды может значительно превышать глубину локации по породе, поэтому рабочий диапазон, на который рассчитан регистрирующий блок геолокатора, не может служить критерием глубинности.

Таблица 1

Классификация геолокаторов

Класс геолокатора	Максимальная глубинность
0	Специального назначения
I	До 70 *м*
II	До 200 *м*
III	Свыше 200 *м*

Исходя из предложенного определения глубинности действия звуковых геолокаторов, рекомендуется их классификация, представленная в табл. 1.

Однако разнообразие физических характеристик горных пород даже одного и того же петрографического, литологического и гранулометрического состава не позволяет при классификации геолокаторов точно устанавливать их глубинность. Например, высокочастотный геолокатор I класса, дающий информацию с тридцати — сорока метров в условиях илистых отложений, при работе в районе

с песчаными наносами даже малой мощности может дать нулевую глубинность, т. е. он регистрирует только рельеф дна. Поэтому под максимальной глубинностью (табл. 1) следует понимать уверенно получаемую информацию по крайней мере на большинстве эхограмм в благоприятном для работы методом звуковой геолокации районе акватории.

Из сказанного следует, что наиболее объективная оценка различных типов звуковых геолокаторов может производиться только путем сравнения их работы в натуре, непосредственно на одних и тех же профилях, причем для этой цели весьма желательно иметь «эталонные» профили.

Предлагаемая классификация геолокаторов, несмотря на условный характер подразделения их по глубинности, имеет определенный смысл в том отношении, что позволяет определять область их применения, что тесно связано с условиями образования и залегания донных осадков и пород. Обычно в шельфовой зоне акваторий слой современных осадков не превышает нескольких десятков метров, поэтому для получения акустикогеологического разреза современных отложений и рельефа коренных пород могут применяться геолокаторы I класса с глубинностью по породе до 70 *м*. Процент эхограмм с записями строения коренных пород в этом случае невелик. Отсюда очевидно, что область применения геолокаторов I класса определяется в основном инженерно-геологическими целями, хотя в ряде случаев могут решаться и общегеологические задачи, что более подробно будет рассмотрено в гл. III.

Геолокаторы II класса, с глубинностью до 200 *м*, дают бóльшие сведения о строении коренных пород, особенно при унаследованности структурных планов, поэтому они могут широко использоваться для детальных разведочных работ наравне с картировочным бурением.

Геолокаторы III класса, с глубинностью от 200 *м* и до нескольких километров, позволяют изучать строение коренных пород. Область их применения — поиски и разведка непосредственно нефтегазоносных структур и решение общегеологических задач.

Особое место в таком ряду занимают геолокаторы нулевого класса, предназначенные для решения узко специальных задач. Глубинность таких геолокаторов — десятки сантиметров, они рассчитаны для работы в весьма неблагоприятных условиях, когда глубина локации может быть малой, но требуется высокая разрешающая способность, например, для изучения заносимости фарватеров, закрытых мелководных водоемов [Somers, Stubbs, 1962]. Такие устройства вряд ли можно отнести к какому-либо из вышеприведенных классов, и они должны быть выделены в особую группу — нулевой класс.

В комплект геолокаторов могут входить устройства, позволяющие осуществлять геолокацию в пределах различных глубин, например, до 200 *м* — с одним излучателем и до 1 *км* — с другим. Такие геолокаторы относятся одновременно к нескольким классам.

В дальнейшем изложении используется приведенная выше классификация.

Перейдем к непосредственному рассмотрению факторов, наиболее существенно влияющих на глубинность, разрешающую способность и качество получаемых данных методом звуковой геолокации.

Отражение акустических волн. Акустические волны, распространяясь в сравнительно однородной среде, какой является вода, не претерпевают резких изменений. Такие изменения наступают лишь на границе раздела двух сред, например, вода — воздух и вода — донные отложения, в первую очередь за счет различия в волновых сопротивлениях ($w_1 = \rho_1 c_1$ и $w_2 = \rho_2 c_2$). При этом часть акустической энергии отражается от границы раздела, а часть проникает во вторую среду. Отражение акустической энергии от границ раздела имеет для звуковой геолокации первостепенное значение, так как метод основан на регистрации именно отраженных колебаний.

Для случая нормального падения плоской волны на плоскую границу раздела с учетом непрерывности изменения давления и скорости частиц коэффициент отражения при переходе через границу раздела может быть представлен в виде

$$K_{\xi'} = \frac{w_1 - w_2}{w_1 + w_2}, \tag{15}$$

$$K_p = -\frac{w_1 - w_2}{w_1 + w_2}. \tag{16}$$

Отсюда коэффициент отражения есть отношение давления (или скорости частиц) в отраженной волне к давлению (или скорости частиц) в падающей волне; он характеризует ту часть давления (или скорости частиц), которая будет содержаться в отраженной волне по сравнению с падающей. В формулах (15, 16) индексами ξ' и p обозначены коэффициенты отражения по скорости частиц и давлению соответственно, а через w_1 и w_2 — волновые сопротивления первой и второй сред.

Коэффициент отражения K по интенсивности или по плотности звуковой энергии выразится как квадрат коэффициента отражения по давлению или скорости частиц.

Коэффициенты прохождения D_p и D'_ξ, аналогично предыдущему, есть отношение давления (или скорости частиц) в волне, прошедшей во вторую среду, к давлению (скорости частиц) в падающей волне

$$D_p = D_{\xi'} = \frac{2w_1}{w_1 + w_2}. \tag{17}$$

Коэффициент прохождения по энергии, характеризующий отношение интенсивности прошедшей волны к интенсивности падающей волны,

$$D = 1 - K = \frac{4w_1 w_2}{(w_1 + w_2)^2}. \tag{18}$$

Симметрия последней формулы относительно w_1 и w_2 указывает на независимость энергетических соотношений от направления падения волны (из первой среды во вторую или наоборот), однако динамические характеристики волн (давление, колебательные скорости, фазы и др.) существенно зависят от направления падающей волны.

Из анализа формул (15)—(18) для идеализированных случаев можно сделать следующие выводы:

а) при равенстве волновых сопротивлений двух сред $w_1 = w_2$ отражение будет отсутствовать из-за соответствия смещений частиц и давлений в обеих средах;

б) при абсолютно жесткой второй среде, когда $w_2 = \infty$, давление на границе раздела удваивается за счет сложения прямой и отраженной волн, а скорость частиц падает до нуля. В этом случае волна давления отражается без перемены знака, а скорость частиц меняет знак на обратный;

в) при абсолютно мягкой второй среде, когда $w_2 = 0$, наоборот, на границе раздела удваивается скорость частиц, а давление падает до нуля. Волна давления отражается с изменением знака на обратный, а волна скорости частиц не меняет знака;

г) при промежуточных значениях жесткости второй среды, если $w_2 > w_1$, на границе раздела давление увеличивается за счет сложения прямой и отраженной волн, а скорость частиц уменьшается;

д) при $w_2 < w_1$ наблюдается обратная картина — давление на границе раздела уменьшается, а скорость частиц увеличивается.

Рассмотренный случай падения плоской волны на плоскую границу раздела двух сред — простейший. В звуковой геолокации излучающие и приемные акустические системы размещаются возможно ближе друг к другу с тем, чтобы максимально приблизиться к рассмотренному случаю нормального падения волн. Однако в природе чаще всего граница вода — дно и последующие границы раздела горных пород различного литологического состава лежат под некоторыми углами к горизонтальной плоскости. В этих случаях границы раздела удается зарегистрировать практически совмещенными акустическими системами за счет диффузного отражения акустических сигналов на границах раздела. С увеличением угла падения акустической волны на плоскость принятый такой системой сигнал уменьшается. В то же время увеличивается сигнал в направлении зеркального отражения и одновременно уменьшается проходящий сигнал; при наклонном падении акустической волны на границу в среде возникает ряд дополнительных волн, таких как боковая, головная и др. Для идеализированных зеркально отражающих поверхностей угол падения звуковой волны равен углу ее отражения, а проходящая волна (в акустике называемая преломленной волной) подчиняется закону Снеллиуса, математически выраженному формулой (7).

Для наклонного падения плоской волны на плоскую границу раздела двух сред

$$K_p = \frac{w_2 \cos \alpha_1 - w_1 \cos \alpha_2}{w_2 \cos \alpha_1 + w_1 \cos \alpha_2} =$$

$$= \frac{\sqrt{1-\sin^2\alpha_1} - \frac{\rho_1}{\rho_2}\sqrt{\frac{c_1^2}{c_2^2} - \sin^2\alpha_1}}{\sqrt{1-\sin^2\alpha_1} + \frac{\rho_1}{\rho_2}\sqrt{\frac{c_1^2}{c_2^2} - \sin^2\alpha_1}}. \qquad (19)$$

Коэффициент отражения по интенсивности по-прежнему будет равен квадрату этой величины. Из формулы (19) видно, что граница раздела для падающей волны представляет собой активное сопротивление, и только для случая полного внутреннего отражения, который здесь не рассматривается, она носит реактивный характер [Бреховских, 1957].

Коэффициент прохождения по интенсивности

$$D = \frac{4\frac{w_1}{w_2}\cdot\frac{\cos\alpha_2}{\cos\alpha_1}}{\left(1+\frac{w_1}{w_2}\cdot\frac{\cos\alpha_2}{\cos\alpha_1}\right)^2} = \frac{4\frac{\rho_1}{\rho_2}\sqrt{\frac{c_1^2}{c_2^2} - \sin^2\alpha_1}}{\left(\sqrt{1-\sin^2\alpha_1} + \frac{\rho_1}{\rho_2}\sqrt{\frac{c_1^2}{c_2^2} - \sin^2\alpha_1}\right)^2}. \qquad (20)$$

Потоки энергии при этом различаются за счет отражения части акустической энергии на границе раздела и изменения площади лучевой трубки для проходящей волны. Л. М. Бреховских [1957], Рэлеем [1955], И. И. Гурвичем [1952, 1956] и другими выполнен анализ распространения волн в случае близко расположенных друг от друга отражающих границ.

Наиболее полное обобщение результатов экспериментальных и теоретических исследований по динамическим характеристикам распространения сейсмических волн в горных породах в настоящее время содержится в работах [Берзон, 1957] и [Берзон и др., 1962], часть положений из которых используется в настоящей работе применительно к звуковой геолокации.

При толщине слоя, соизмеримой с длиной волны в нем, колебания, отраженные от обеих границ, интерферируют. Это приводит к необходимости рассматривать тонкий слой как единый отражающий объект. Ввиду сложности математические соотношения, описывающие волновые процессы в тонких слоях, не приводятся. Для звуковой геолокации наиболее существенной является зависимость модуля коэффициента отражения при нормальном падении от мощности слоя h и длины волны λ_2 в нем. Коэффициент отражения периодически изменяется от максимума до нуля при плавном изменении одной из величин h или λ_2. Максимум его будет при

$$\frac{h}{\lambda_2} = \frac{s}{4}, \qquad (21)$$

где s — любое нечетное число, а нулевые значения — при

$$\frac{h}{\lambda_2} = \frac{q}{4}, \qquad (22)$$

где q — любое четное число или нуль.

Это означает, что наличие тонких слоев может существенно влиять как на характер регистрируемых сигналов, так и на глубинность геолокации, если аппаратура работает на фиксированных частотах или узкополосных фильтрациях.

В действительности резкая граница между слоями часто отсутствует, и наблюдается постепенный переход от одной среды к другой, например, вода — взвешенный ил — уплотненный ил — песок — песок с глиной — глина. В зависимости от мощности переходного слоя и характера изменения упругих свойств в нем будет наблюдаться изменение коэффициента отражения, в том числе и при нормальном падении волны [Бреховских, 1957; Пузырев, 1959].

Если считать плотности сред одинаковыми, а изменяющейся скорость распространения упругих волн в них, то при асимптотическом приближении скорости к крайним значениям коэффициент отражения постепенно уменьшается по мере увеличения толщины переходного слоя $\left(\text{величины } \frac{2\pi h}{\lambda_2}\right)$. Если же скорость изменяется только в пределах переходного слоя, то наблюдается чередование минимумов и постепенно убывающих по величине максимумов коэффициента отражения. Для случая, когда мощность переходного слоя не более одной трети длины волны λ_2 в нем значения коэффициентов отражения для обоих случаев одинаковы и имеют величину, приблизительно вдвое меньшую, чем при наличии резкой границы. При мощности переходного слоя, меньшей одной пятой длины волны, коэффициент отражения от переходного слоя отличается от коэффициента отражения при резкой границе не более чем на 15%. Наконец, переходный слой превращается в «прозрачный» при $\frac{h}{\lambda} \approx 1$. Переходный слой изменяет, кроме того, форму импульса (сглаживая его) и растягивает период колебания.

Таким образом, очевиден вывод, что, как и тонкие слои, переходные слои могут оказывать влияние на глубинность геолокации.

В табл. 2 приводятся коэффициенты отражения, экспериментально полученные Л. Н. Либерманом [1951] на частоте 24 *кгц* в морских условиях. Отмечается большой разброс измеренных величин. Особенно велики средние значения коэффициентов отражения для песка, которые превышают значения последних для каменистого грунта, состоящего из гальки и булыжника. Применительно к звуковой геолокации это означает, что наиболее неблагоприятными условиями являются песчаные и каменистые (скалистые) донные отложения. Наибольшей глубинности проникновения акустической энергии в донные отложения следует ожидать в случае неорганических илов. Эти выводы хорошо согласуются с практикой.

2*

Таблица 2

Экспериментальные величины коэффициентов отражения на границе вода — грунт

Тип грунта	Количество измерений	Содержание (% вес.) частиц диаметром меньше 0,062 *мм*	Значения коэффициентов отражения	
			крайние	средние
Ил	7	90	0,14—0,2	0,15
Ил — песок . .	10	51—90	0,21—0,44	0,31
Песок — ил . .	12	10—50	0,40—0,60	0,48
Песок	32	Меньше 10 (около 90% частиц диаметром от 0,062 до 2 *мм*)	0,38—0,86	0,63
Каменистый грунт . .	10	—	0,47—0,85	0,59

Поглощение звуковой энергии в горных породах

При распространении акустической волны в однородной поглощающей среде происходит уменьшение амплитуды волны с расстоянием по экспоненциальному закону

$$\xi = \xi_0 e^{-\alpha x}.$$

Амплитудный коэффициент поглощения, или коэффициент поглощения α, характеризует величину изменения амплитуды волны на пути, равном единице длины. Коэффициент поглощения является функцией частоты колебаний и имеет размерность в системе СИ [$м^{-1}$]. Для характеристики уменьшения амплитуды волны за счет поглощения на пути, равном одной длине волны, вводится понятие о декременте поглощения

$$\vartheta = \alpha\lambda.$$

Применительно к прохождению упругих волн в горных породах наиболее широкое распространение получили две теории поглощения: теория упругого последействия Больцмана, развитая Б. В. Дерягиным [1931, 1932] и др.; теория вязких потерь, развитая Н. М. Хозали [Hosali, 1923] и др.

Теория упругого последействия основана на зависимости упругих сил в теле от величины деформации в нем как в рассматриваемый момент, так и в предшествующие моменты времени, т. е. допускается существование упругого гистерезиса. Наиболее важные выводы теории упругого последействия заключаются в независимости декремента поглощения от частоты колебаний для продольных, поперечных и поверхностных волн, что было показано Б. В. Дерягиным для частного случая функции последействия; в проявлении ано-

мально дисперсного распространения волн инфразвукового (сейсмического) диапазона частот, что должно выражаться в уменьшении скорости распространения c с понижением частоты колебаний.

Исследования на реальных средах в диапазоне частот от первых десятков герц до десятков килогерц, выполненные различными авторами, не подтвердили существования аномальной дисперсии скорости. Независимость скорости и декремента поглощения от частоты приводит к линейной связи между коэффициентом поглощения и частотой

$$\alpha = C_1 f \quad (23)$$

или

$$\vartheta = \alpha\lambda = C_1 f \lambda = C_1 c,$$

где C_1 — постоянный множитель.

Измерения коэффициента поглощения и декремента поглощения в широком диапазоне частот на различных осадочных и кристаллических породах как в полевых, так и в лабораторных условиях показали линейную зависимость коэффициента поглощения от частоты и независимость от частоты декремента поглощения (см., например, работы Е. В. Каруса и И. П. Пасечника [1954, 1955]).

Однако в некоторых случаях, особенно при повышенной влажности пород [Born, Owen, 1935], наблюдалась линейная зависимость декремента поглощения от частоты. Для этих случаев, весьма существенных применительно к звуковой геолокации, справедлива теория вязких потерь, которая предполагает наличие в горных породах внутреннего трения, подобно внутреннему трению в жидкостях; отсюда следует вывод о существовании нормальной дисперсии скоростей (увеличение скоростей распространения с понижением частоты колебаний). Но при малых коэффициентах вязкости, которые наблюдаются в горных породах, дисперсия скорости практически отсутствует. Это приводит к квадратичной зависимости коэффициента поглощения от частоты

$$\alpha = C_2 f^2, \quad (24)$$

где C_2 — постоянный множитель, пропорциональный коэффициенту вязкости.

Следовательно, декремент поглощения будет пропорционален частоте

$$\vartheta = \alpha\lambda = C_2 f^2 \lambda = C_2 f c.$$

В тех случаях, когда при обработке материалов звуковой геолокации отсутствуют непосредственные измерения коэффициентов поглощения, для расчетов коэффициентов поглощения придонных сильно обводненных пород возможно использовать квадратичную зависимость их от частоты. При переходе к более глубоко залегающим горизонтам, особенно перекрытым плохо проницаемыми породами, зависимость коэффициента поглощения от частоты может быть принята линейной.

Кроме уже отмеченной зависимости коэффициента поглощения от

частоты, в реальных условиях на его величину влияет ряд дополнительных факторов: физико-механические свойства горных пород, обусловленные литологическим составом, степенью метаморфизации, условиями их залегания (глубина, температура, степень обводненности и т. п.); структурные и текстурные особенности горных пород, слоистость — горизонтальная и вертикальная, мощность слоев, степень искривления границ раздела пластов, характер межслоевого контакта и т. п.

Исследовать зависимость коэффициента поглощения от какого-либо одного фактора, исключив другие, почти невозможно, поэтому при экспериментальных работах получаются значительные разбросы.

Ниже приводится качественная оценка коэффициентов поглощения некоторых горных пород.

Коэффициент поглощения α осадочных рыхлых пород (лёссовые суглинки, галечники, пески, рыхлые глины), залегающих на глубинах до 50 *м*, при измерениях на сейсмических частотах составляет 10^{-2}—$3 \cdot 10^{-1}$ $м^{-1}$. Примерно на тех же частотах песчано-глинистые

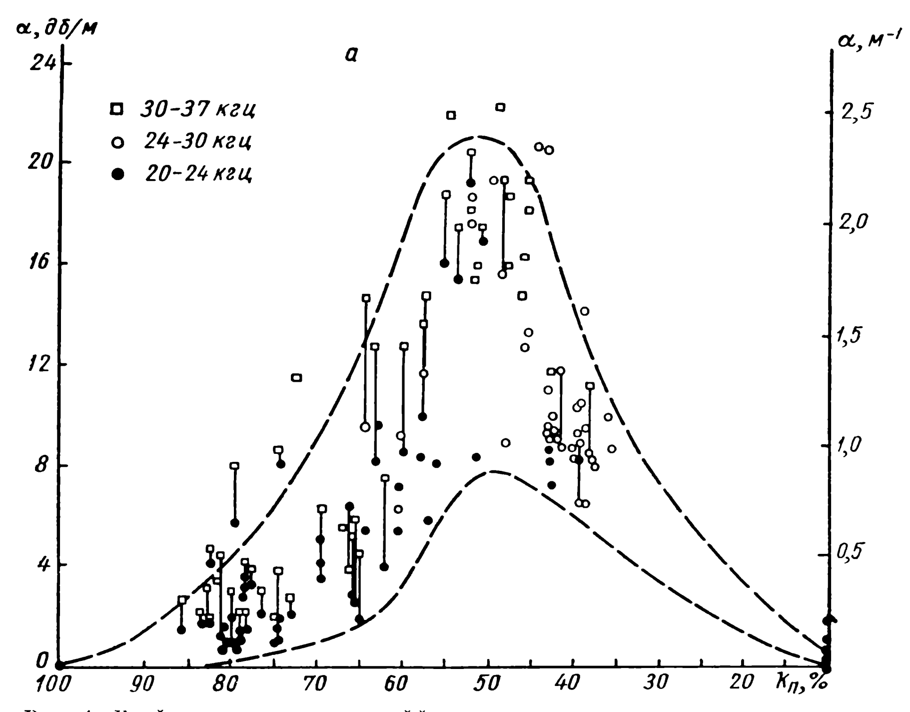
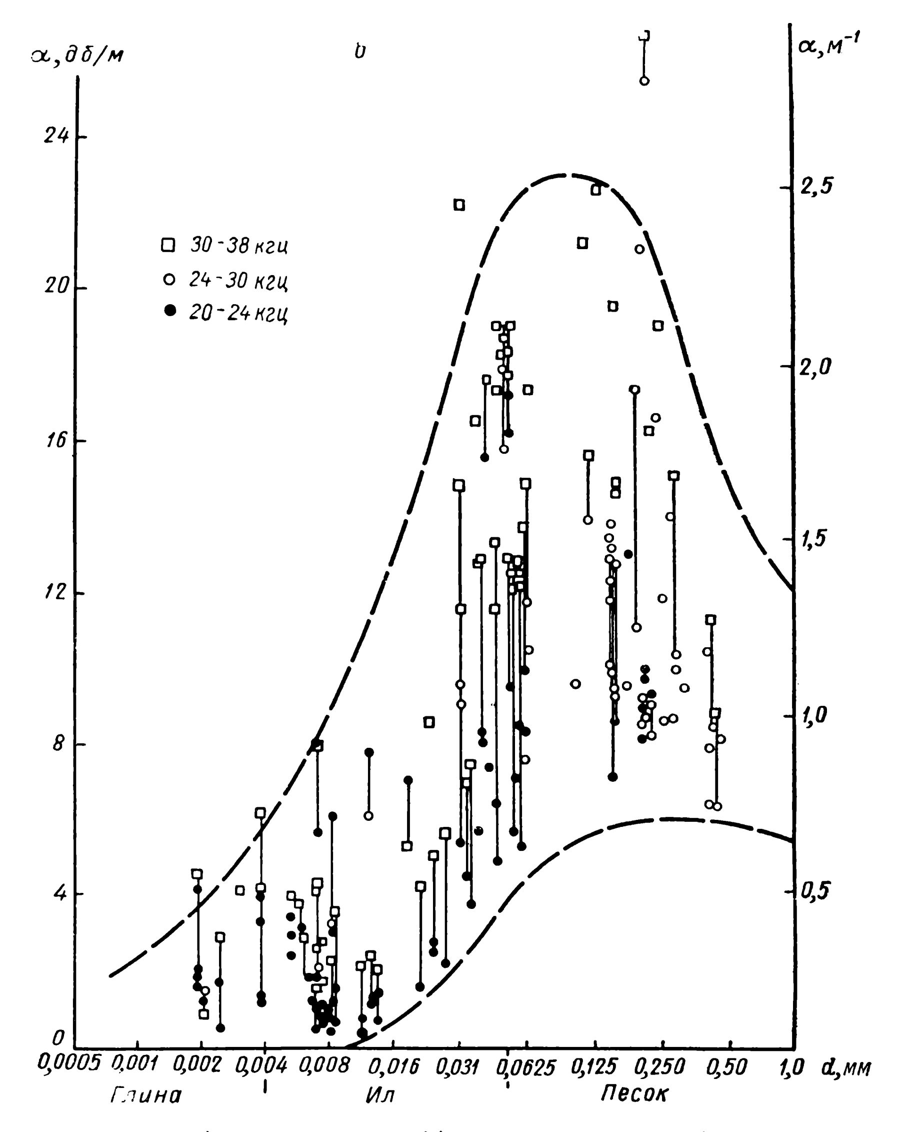


Рис. 1. Графики зависимости коэффициентов поглощения α в морских осадках

породы, залегающие на глубинах от 100 *м* и ниже, имеют коэффициент поглощения от $5 \cdot 10^{-4}$ до $5 \cdot 10^{-1}$ $м^{-1}$, а для плотных осадочных пород (известняки, мергели, ангидриды и др.), залегающих на глу-

бинах свыше 500 *м*, колеблется от 10^{-4} до $5\cdot10^{-3}$ $м^{-1}$. Однако за счет влияния иных факторов для пород различного литологического состава коэффициенты поглощения могут не отличаться.



глина, ил, песок) от пористости $k_п$ (*а*) и диаметра *d* зерен (*б*).

Коэффициент поглощения α уменьшается с увеличением глубины залегания пород за счет увеличения горного давления. Особенно быстрое уменьшение α с глубиной отмечается на глубинах 1—100 *м*,

в среднем же с увеличением глубины в 10 раз величина коэффициента поглощения уменьшается также в 10 раз. Исследования Борна [Born, 1941] показывают значительное увеличение ϑ при обводнении породы; так, на частоте 2,1 *кгц* в сухом песчанике $\vartheta = 0{,}057$, а при 25 и 40% воды ϑ соответственно 0,078 и 0,25.

В морских и особенно в речных условиях донные отложения часто представлены песками, поэтому для метода звуковой геолокации большой интерес представляют коэффициенты поглощения обводненных песков.

Согласно теоретическим данным [Берзон, Васильев, Стародубровская, 1959], коэффициент поглощения α возрастает с увеличением пористости пород с максимумом при пористости около 60%. Это подтверждается экспериментами [Shumway, 1960], выполненными на морских осадках (глине, иле и песке). Максимум коэффициента поглощения был получен при пористости около 50% ($\alpha_{max} = 1{,}8 \div 2{,}5$ *м*$^{-1}$), общее же изменение пористости от 85 до 35% приводило к изменению α от 0,2 до 2,5 *м*$^{-1}$. Измерения проводились на частотах 20—38 *кгц* (рис. 1, *а*).

Зависимость α таких же осадков от диаметра d зерен [Shumway, 1956] показывает, что при увеличении диаметра зерен от 0,002 до 0,125 *мм* $\left(\frac{d}{\lambda} = 10^{-4} \div 2{,}4 \cdot 10^{-3}\right)$ наблюдается увеличение коэффициента поглощения почти в 10 раз — от 0,2 до 1,7 *м*$^{-1}$, дальнейшее увеличение d приводит к уменьшению α (рис. 1, *б*). Как видно из графика, при измерениях на одних и тех же частотах коэффициент поглощения в зависимости от диаметра частиц изменяется в несколько раз.

Это, по-видимому, связано также с проявлением резонансных свойств частиц. При падении на частицу акустической волны происходит преобразование падающей волны в волны с другим пространственным распределением [Дубров, 1962]. Этот процесс называется рассеянием, причем величина рассеяния достигает максимума при совпадении собственной частоты колебаний частиц с частотой вынуждающих колебаний. Акустическая энергия, воздействующая на реальную частицу, уменьшается вследствие рассеяния и непосредственного поглощения энергии частицей, зависящего от совокупности ряда факторов (вязкости, теплопроводности, сцепления, пространственного распределения частиц и др.). При этом происходят существенные местные искажения первоначального акустического поля. Примерно такой процесс затухания акустических волн, обусловливается пузырьками воздуха, находящимися в воде, и приводит к затуханию, характер изменения которого от частоты (или размеров пузырьков) приведен на рис. 2 [Бергман и др., 1955]. Сравнение затухания от размеров зерен (рис. 1, *б*) и пузырьков (рис. 2) показывает сходный характер, несимметричный до и после резонанса.

Автором и другими исследователями отмечалось, что глубинность звуковой геолокации донных отложений типа органических илов резко снижается, хотя коэффициенты отражения на границе вода —

ил невелики. Это связано с большой газонасыщенностью органических илов. Механизм повышенного затухания упругих колебаний в этом случае аналогичен рассмотренному выше. Если рассматривать слабо уплотненный жидкий ил, то для расчета резонансной частоты газового пузырька в нем можно воспользоваться формулой

$$f_R = \frac{1}{\pi d}\sqrt{\frac{3\gamma}{\rho}\left(P_0 + \frac{4\sigma_1}{d}\right)}, \tag{25}$$

где $\gamma = \frac{C_p}{C_v}$ — отношение теплоемкости C_p газа в пузырьке при постоянном давлении к теплоемкости C_v при постоянном объеме (для воздуха $\gamma = 1{,}14$); P_0 — гидростатическое давление в жидкой среде с плотностью ρ; σ_1 — поверхностное натяжение на границе газа и жидкости; d — диаметр пузырька.

Величина $\frac{4\sigma_1}{d}$ по сравнению с P_0 мала, и ею обычно можно пренебречь [Бергман, 1956], тогда формула упростится и для воздушных пузырьков в воде примет вид

$$f_R = \frac{0{,}657}{d\,(см)},\ кгц.$$

При частотах 1; 5 и 10 *кгц* резонансные размеры воздушных пузырьков около 6,6; 1,32 и 0,66 *мм* соответственно. Формула справедлива до частот не свыше 250 *кгц*.

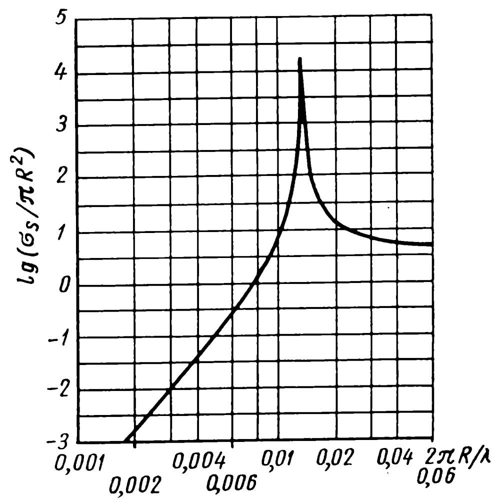


Рис. 2. Зависимость поперечного сечения рассеяния lg $(\sigma_s/\pi R^2)$ идеального воздушного пузырька от отношения его окружности к длине волны.

При большом насыщении среды газом сжимаемость ее существенно изменится, будет проявляться дисперсия скорости, и на процессе распространения колебаний начнет сказываться влияние отражения и преломления акустических волн. Практически размеры пузырьков неодинаковы, за счет этого максимум поглощения захватывает широкую полосу частот.

Из сказанного следует, что при звуковой геолокации в районах с осадочными донными породами, имеющими зернистую структуру (ил с песком, пески, газонасыщенные органогенные илы и т. п.), коэффициент поглощения может иметь максимум в некотором диапазоне частот, и соответственно уменьшится глубина локации. Для увеличения глубинности в таких условиях звуковые геолокаторы

должны работать не на фиксированной частоте, а в возможно более широком диапазоне с использованием частотной селекции в приемном канале. Эти условия справедливы и при работе в шторм или после штормовой погоды, когда вода сильно насыщена воздушными пузырьками.

Второй важный вывод: раз коэффициент поглощения возрастает с увеличением частоты (по линейной или квадратичной зависимости), то при одной и той же мощности излучателя бóльшая глубинность геолокации достигается на более низких частотах. Как будет показано в дальнейшем, при переходе к низким частотам возникает ряд трудностей в создании конструкций излучателей и их эксплуатации, а также ухудшается разрешающая способность регистрации.

Мощность излучения

Очевидно, что чем больше акустическая мощность, тем бóльшая глубинность геолокации может быть достигнута при прочих равных условиях.

Обычно в геолокаторах I класса применяются излучатели с мощностью в десятки — сотни ватт. Как будет ясно из последующего, увеличение излучаемой мощности для геолокаторов этого класса, особенно при использовании магнитострикционных электро-акустических преобразователей, сопряжено с рядом конструктивных трудностей.

Мощность излучателей геолокаторов II класса значительно выше и достигает нескольких граммов по тротиловому эквиваленту. Чаще всего в качестве излучателей для геолокаторов используется искровой разряд в воде — электро-гидравлический удар, по иностранной терминологии — спаркер (sparker) [Beckmann et al., 1959], или индукционный излучатель — бумер (boomer) [Bowers, 1963].

Геолокаторы III класса снабжаются наиболее мощными излучателями, например, на основе взрыва смеси пропана с кислородом [Beckmann et al., 1959], а иногда даже устройствами периодического взрыва твердых взрывчатых веществ (ВВ) [Leenhardt, 1963]. Тротиловый эквивалент этих излучателей — от десятков граммов до 150—200 *г*.

В гл. II будут детально рассмотрены различные типы излучателей, здесь же мы ограничимся общим соображением, что с увеличением излучаемой мощности увеличивается глубинность геолокации, но при этом, как правило, возрастает сложность излучающих устройств, затрудняется их эксплуатация, увеличивается время, необходимое для подготовки устройств к очередному импульсу излучения (взрыву). Поэтому при решении задач, требующих малой глубины геолокации, не рационально использовать излучающие устройства геолокаторов II и III классов.

Мощность излучателей, используемых в звуковой геолокации, по сравнению со взрывами в сейсморазведке невелика, и в зоне, даже не очень удаленной от пункта взрыва, давление во всяком случае

не превосходит того предела, когда отношение изменения плотности воды, вызванное взрывом, к плотности невозмущенной воды остается много меньше единицы. При давлении около 350 *ат* это отношение составляет ~0,016, а погрешность в определении скорости звука, рассчитанной по гидродинамическим соотношениям и по формулам акустики, не превышает 5% [Яковлев, 1961]. Поэтому для метода звуковой геолокации справедливы выводы и формулы акустики.

В процессе звуковой геолокации даже мощные излучатели обычно размещаются сравнительно близко от поверхности воды, за счет чего проявляется нелинейность волновых процессов. Давление на фронте волны по сравнению с распространением в безграничной жидкости уменьшается. Однако, учитывая сравнительно малые величины давлений, создаваемых излучателями геолокаторов, для расчета давления на фронте ударной волны с достаточной для практики степенью точности можно воспользоваться эмпирической формулой Р. Коула [1950]

$$P_m = \frac{14\,700}{\overline{L}^{1,13}}, \qquad (26)$$

где относительное расстояние $\overline{L} = \frac{L}{0{,}053\sqrt[3]{G}}$, здесь L — расстояние от центра взрыва, *м*; G — вес заряда по тротиловому эквиваленту, *кг*.

В формуле (26) закон изменения давления от расстояния принят не $\frac{1}{r}$, как следует из акустики, а $\frac{1}{r^{1,13}}$, что лучше согласуется с экспериментальными данными. Кроме того, если в качестве взрывчатого вещества используется не тротил, а например, взрыв смеси газов, то в формулу (26) должен быть введен коэффициент

$$\gamma_i = \left(\frac{Q_i}{Q_т}\right)^{0,376},$$

где Q_i — удельная энергия данного ВВ, *ккал/кг*; $Q_т$ — удельная энергия тротила ($Q_т = 1000$ *ккал/кг*).

Амплитуда звуковых волн, распространяющихся в воде, постепенно уменьшается как за счет влияния внутреннего трения, или вязкости жидкости, так и за счет теплопроводности среды между участками сжатия и разрежения в акустической волне. Это явление называется поглощением, его величина возрастает с частотой. На рабочих частотах станций звуковой геолокации (от десятков герц до 15 *кгц*) величина поглощения в воде мала. Для плоской звуковой волны на частоте 20 *кгц* в морской воде поглощение составляет 3 *дб/км*, а в пресной воде — менее 1 *дб/км* [Беранек, 1952]. Учитывая, что обычно исследования методом звуковой геолокации ведутся на глубинах воды не свыше 1 *км*, а чаще всего в несколько десятков метров, поглощением такого рода можно пренебрегать по сравнению со значительно бóльшими потерями звуковой энергии на расхождение волны.

Спектральный состав зондирующего (излучаемого) импульса

В зависимости от типа излучателя в аппаратуре звуковой геолокации используются зондирующие импульсы колебаний различной формы, каждый из которых имеет свою амплитудную спектральную функцию (спектр).

Геолокаторами I класса чаще всего излучаются колебания в виде отрезка синусоиды или отрезка затухающей синусоиды. Геолокаторы, рассчитанные на большую глубинность, обычно излучают колебания, близкие по форме колокольному импульсу. Для оценки возможности конкретного типа геолокатора и фильтраций при работе на акваториях, а также для правильного выбора параметров приемных целей необходимо знать спектральную характеристику импульса колебаний, излучаемых геолокатором.

Спектральным разложением некоторой функции $F(t)$ называется ее представление при помощи интеграла Фурье [Харкевич, 1952; Гурвич, 1960], при этом функция $S(t)$ определяет спектральную плотность комплексной амплитуды всех гармонических (монохроматических) составляющих, входящих в интеграл Фурье

$$S(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} F(t) e^{-j\omega t} dt.$$

Обычно абсолютное значение $|S(\omega)|$, т. е. модуль функции $S(\omega)$, называют амплитудным спектром, или спектром функции $F(t)$.

Наиболее широким спектром обладает единичная импульсная функция $\delta(t)$, или импульсивная δ-функция Дирака, которая при всех значениях $t < \tau$ равна 0, а при $t = \tau$ совершает скачок в бесконечность с длительностью, стремящейся к нулю, затем остается равной нулю при всех $t > \tau$. При этом ее площадь остается равной единице. Спектр такой функции равен единице, т. е. имеет равномерное распределение любых частотных составляющих.

Если качественно представить себе постепенное расширение длительности δ-функции с соответствующим уменьшением ее амплитуды, то спектр ее будет сужаться за счет высокочастотных составляющих (сужение будет не постепенным, а с некоторыми провалами). Другим предельным случаем можно считать единичную прямоугольную функцию, которая равна единице в области $t \geqslant 0$; спектр такой функции $|S(\omega)| = \frac{1}{\omega}$ имеет наибольшую величину при нулевой составляющей, а затем падает по закону $\frac{1}{\omega}$.

Спектр импульса в виде отрезка синусоиды, состоящего из целого числа n периодов (рис. 3),

$$|S(\omega)| = \frac{2\omega_0}{\omega_0^2 - \omega^2} \sin n\pi \frac{\omega}{\omega_0}. \qquad (27)$$

Иногда импульсы такого типа называют условно «радиоимпульсами» в отличие от импульсов, получающихся при ударах, — «видеоимпульсов».

Из анализа уравнения (27) следует, что при увеличении числа периодов n синусоиды главный максимум спектра сужается и растет по величине, в пределе (при $n \to \infty$) получим дискретную спектральную линию на частоте ω_0, т. е. происходит концентрация энергии колебаний во все более узкой полосе частот и расходование меньшей энергии на боковые частоты (которые обычно отфильтровываются аппаратурой), что улучшает отношение сигнал/шум. На практике

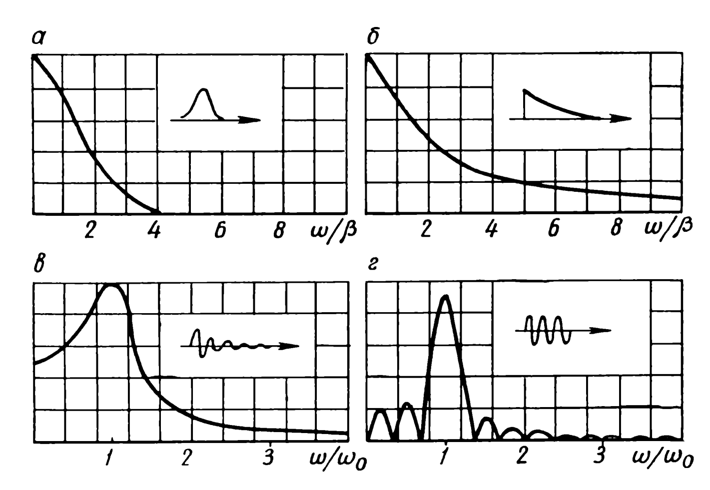


Рис. 3. Спектры импульсов колокольного *а*, экспоненциального *б*, затухающей синусоиды *в* и отрезка синусоиды *г*.

в обычной аппаратуре звуковой геолокации мы не можем использовать очень большие длительности импульсов (большое количество периодов n), так как ухудшается разрешающая способность регистрации. По экспериментам автора, наиболее оптимальная длительность импульса на частоте 10 *кгц* лежит в пределах 1—4 *мсек* ($n = 10 \div 40$). При этом нужно учитывать, что в экспериментах, выполнявшихся с магнитострикционными электроакустическими преобразователями, некоторая часть начальных периодов синусоиды импульса была необходима для «раскачки» магнитострикционного излучателя.

На интересную особенность спектров коротких отрезков синусоиды (1—2 периода) указывает В. С. Исаев [1959]. Она заключается в том, что преобладающая частота спектра квазисинусоидальных коротких импульсов не совпадает с видимой частотой анализируемых колебаний. Различие тем больше, чем короче импульс; так, при 1, 2 и 3 периодах колебаний уменьшение преобладающей частоты спектра по отношению к видимой частоте импульса составляет

примерно 15; 4 и 0,1% соответственно, т. е. уже при $n = 3$ эти частоты практически совпадают.

Спектр затухающей синусоиды, существующей при $t > 0$,

$$F(t) = e^{-\alpha t} \sin \omega_0 t$$

имеет вид (рис. 3)

$$|S(\omega)| = \frac{\omega_0}{\sqrt{(\alpha^2 + \omega_0^2 - \omega^2)^2 + 4\alpha^2\omega^2}}. \quad (28)$$

Спектр колокольной функции $F(t) = e^{-\beta^2 t^2}$ совпадает с ее комплексным спектром, так как ее преобразование Фурье дает такую же функцию (рис. 3)

$$|S(\omega)| = \frac{\sqrt{\pi}}{\beta} e^{-\frac{\omega^2}{4\beta^2}}, \quad (29)$$

где α и β — параметры соответствующих импульсов.

Качественное сравнение спектров импульсов в виде отрезка синусоиды, затухающей синусоиды и колокольного приводит к заключению, что с позиций максимальной концентрации энергии вблизи одной (резонансной) частотной составляющей при прочих равных условиях предпочтение следует отдать отрезку синусоиды с бо́льшим количеством периодов в импульсе, так как энергетические затраты на образование других частотных составляющих в случае работы излучателя в режиме генерации импульсов указанного типа будут сравнительно малы.

Для целей глубинной геолокации, когда необходимо генерировать низкочастотные колебания, возбуждение которых в виде отрезков синусоиды представляет пока большие конструктивные трудности, предпочтительней спектральное распределение импульсов ударного типа; некоторые из них могут быть в первом приближении аппроксимированы импульсом колокольного типа. Эта форма импульса, кроме того, позволяет вести прием в более широкой полосе частот, что весьма ценно, как мы увидим далее. Однако распределение энергии по многим частотным составляющим при равных мощностях излучателей колокольного и синусоидального типов, разумеется, приводит к более низким энергетическим уровням в стандартной полосе частот (шириной 1 *гц*) у излучателей колокольного типа по сравнению с синусоидальным.

Первоначальная форма и, следовательно, спектр импульса по мере его распространения в реальной среде претерпевают изменения, которые связаны с влиянием поглощающих свойств среды, расхождением волны, наличием границ раздела и проявлением дисперсных свойств среды. В зависимости от первоначальной формы импульса перечисленные факторы могут оказывать на него различное влияние. Изменение импульса произвольной формы, распространяющегося в поглощающей среде при отсутствии дисперсии, теоретически рассмотрено С. Я. Коганом [1961]. На расстоянии x от исходной точки

при линейно зависящем от частоты коэффициенте поглощения первоначальный импульс $F(0, t)$ будет иметь вид

$$F(x, \tau) = \frac{mx}{\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} F(0, t) \frac{1}{(t-\tau)^2 + (mx)^2} dt, \qquad (30)$$

где $\tau = t - \frac{x}{c}$ — время от момента прихода волны; $m = \frac{\alpha}{\omega} = \frac{\vartheta}{2\pi c}$, коэффициент поглощения $\alpha = \alpha(\omega)$.

Из формулы (30) следует, что искажение первоначального импульса зависит от произведения mx, имеющего размерность времени. Отсюда появляется возможность рассчитать изменение заданной формы в данной среде при любых значениях x, ϑ и c, так как если заданы значения m и x, и импульс имеет вид $F(x, \tau)$, то при $m' = \frac{m}{s}$ вид импульса будет такой же на расстоянии $x' = sx$.

Для сравнительно небольших путей распространения волн с помощью формулы (30) могут быть получены удовлетворительные результаты расчетов. Следует отметить, что в целом вопрос искажения формы импульсов, распространяющихся в горных породах, особенно в звуковом диапазоне частот, пока мало изучен, поэтому могут быть приведены лишь самые общие выводы, сформулированные для сейсмических частот [Берзон и др., 1962].

Наибольшему изменению (поглощению) подвергается высокочастотная часть спектра импульса (за счет влияния поглощения), т. е. проявляются фильтрующие свойства горных пород, которые ведут себя, как фильтры низких частот. В зависимости от вида волн и строения тонких слоев последние воздействуют на спектральный состав импульса как фильтры различных типов: низких или высоких частот, полосового, режекторного.

Наибольшие искажения первоначального импульса можно ожидать в случае многослойной среды, содержащей тонкие слои.

Импульсы, прошедшие через горные породы, принимаются регистрирующей аппаратурой, которая также искажает их. Наиболее часто в аппаратуре звуковой геолокации используются регистраторы, ведущие запись принятых сигналов способом яркостной модуляции (переменной плотности).

При таком типе записи невозможно различить динамические особенности волн. В этом случае аппаратурные искажения формы импульса могут не учитываться, если они не носят принципиального характера, но они должны предварительно оцениваться. На практике с помощью осциллографа сравнивается форма импульса на входе аппаратуры и ее выходе (самописце). В последнее время делаются попытки определять литологический состав пород по форме отраженных импульсов, в первую очередь донных отложений. В этом случае пренебрегать искажением формы импульса за счет аппаратуры нельзя.

Связь между комплексным спектром импульса на входе аппаратуры и формой импульса на ее выходе $F_в(t)$ может быть представлена через комплексную частотную характеристику аппаратуры $H(\omega)$

$$F_в(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} S(\omega) H(\omega) e^{j\omega t} d\omega, \tag{31}$$

где $H(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} g(t) e^{-j\omega t} dt$; $g(t)$ — временная характеристика сквозного тракта аппаратуры.

Из общей радиотехники известно, что аппаратура, кроме искажений, вносимых в установившемся режиме, наибольшие искажения вносит при переходных процессах.

При этом аппаратурные искажения зависят от соотношения длительности принятого импульса и переходных процессов аппаратуры. Если длительность импульса составляет только часть длительности переходных процессов, то короткий импульс исказится сильней, чем длительный. У короткого импульса как бы не хватает распределения энергии во времени для того, чтобы преодолеть реакцию тракта аппаратуры; его воздействие можно рассматривать как ударное, возбуждающее приемный канал на его собственной частоте. Частотные искажения такого порядка будут наиболее заметны при резонансных входных цепях аппаратуры, так как резонансный контур возбуждается коротким импульсом на собственной частоте, хотя исходный короткий импульс и имел другую преобладающую частоту (но сравнительно близкую к резонансу контура). Длительные импульсы (свыше 0,3 длительности переходных процессов аппаратуры) в меньшей степени искажаются аппаратурой, так как их энергии достаточно, чтобы «раскачать» тракт на частоте вынуждающих колебаний.

В различных типах аппаратуры звуковой геолокации длительность импульсов колеблется от десятков микросекунд до единиц миллисекунд. Приемные каналы применяются как резонансные, так и широкополосные (см. гл. II). Меньшие искажения формы входного импульса наблюдаются у широкополосных систем, но для них хуже соотношение сигнал/шум.

Направленность действия приемо-излучающих систем

Если акустическое поле плоского излучателя синусоидальных колебаний измерять двумя идентичными сферическими приемниками A и B, размеры которых малы по сравнению с длиной волны (рис. 4), то в зависимости от величины угла α будут изменяться фазы принимаемых в данный момент времени колебаний. Суммарная величина давления, интенсивности или другой величины, измеряемой

обоими приемниками, будет определяться как при обычной интерференции двух сигналов. Очевидно, что при равенстве фаз колебаний на приемниках ($\alpha = 0$) суммарный сигнал будет максимальным (главный максимум). Затем по мере увеличения угла α разность хода лучей ε_1 увеличивается, приводя к увеличению разности в фазах принимаемых колебаний, суммарный сигнал уменьшается. При разности хода, равной половине длины волны, суммарный сигнал минимален, а затем снова растет до добавочного максимума, который наступает при $\varepsilon_1 = \lambda$.

Таким образом, при изменении угла α суммарная величина, измеряемая приемниками, последовательно проходит через максимумы (при ε_1, равном целому числу λ) и минимумы (при ε_1, равном нечетному числу полуволн), и проявляется направленное действие рассмотренной нами системы из двух разнесенных приемников. В силу обратимости электроакустических преобразователей все сказанное в общем случае справедливо и для системы излучателей.

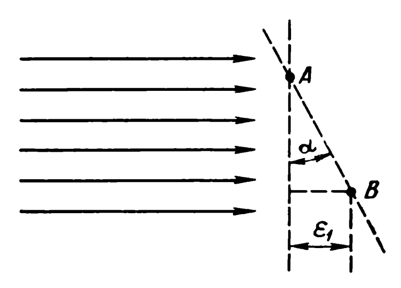


Рис. 4. Схема направленного действия акустических систем.

Графически направленное действие акустических систем характеризуется полярными диаграммами (характеристиками направленности R_α), на которых откладывается отношение измеряемой величины A_α при угле α от нормали к поверхности приемника (излучателя) к величине A в нормальном направлении (т. е. при $\alpha = 0$).

Вопросы формирования характеристики направленности электроакустических преобразователей рассмотрены в специальной литературе [Хортон, 1961; и др.]. Мы приведем характеристики направленности для систем, наиболее часто применяющихся в звуковой геолокации.

В геолокаторах I класса обычно применяются обратимые электроакустические преобразователи с прямоугольной рабочей поверхностью или цилиндрические — с коническими рефлекторами.

Пространственная характеристика для случая излучателя в виде прямоугольного поршня выражается формулой

$$|R_{\alpha,\,\omega}| = \frac{\sin\left[\frac{\pi l}{\lambda}\cos\omega\sin\alpha\right]}{\frac{\pi l}{\lambda}\cos\omega\sin\alpha}\cdot\frac{\sin\left[\frac{\pi b}{\lambda}\sin\omega\sin\alpha\right]}{\frac{\pi b}{\lambda}\sin\omega\sin\alpha},$$

где l и b — длина и ширина поршня; α — угол между нормалью к поверхности поршня и точкой наблюдения (излучения), лежащей в плоскости наблюдения, нормальной к плоскости поршня; ω — угол между плоскостью наблюдения и l.

Для прямоугольного преобразователя, колеблющегося в бесконечном экране, характеристика направленности в плоскости, параллельной сторонам преобразователя и нормальной к его поверхности, по модулю имеет вид [Иофе, Янпольский, 1954].

$$|R_\alpha| = \frac{\sin \frac{\pi l}{\lambda} \sin \alpha}{\frac{\pi l}{\lambda} \sin \alpha}, \qquad (32)$$

где l — след преобразователя на рассматриваемой плоскости.

Из формулы (32) видно, что характеристика направленности (кроме угла α) определяется соотношением $\frac{l}{\lambda}$, причем главный максимум будет тем острей, чем больше линейный размер по сравнению с длиной волны. Угол раствора главного максимума θ, определяющий остроту характеристики направленности, вычисляется из соотношения

$$\sin \frac{\theta}{2} = \frac{\lambda}{l}. \qquad (33)$$

При $\frac{l}{\lambda} = 1$ $\frac{\theta}{2} = 90°$, а при $\frac{l}{\lambda} = 10$ $\frac{\theta}{2}$ становится равным $6°$.

Применение направленных электроакустических преобразователей эквивалентно концентрации энергии в некотором телесном угле, поэтому в акустике вводится понятие о коэффициенте концентрации γ, показывающем во сколько раз интенсивность по нормали к преобразователю больше, чем у преобразователя, излучающего сферическую волну.

Для прямоугольного излучателя, если $\frac{l}{\lambda} \geqslant 1$,

$$\gamma = \frac{4\pi S}{\lambda^2}, \qquad (34)$$

где S — поверхность преобразователя.

Из сказанного видно, что при использовании направленных электроакустических систем возможно осуществить концентрацию акустической энергии в заданном направлении и более рационально использовать имеющиеся мощности излучающих систем. С другой стороны, желание увеличить глубинность аппаратуры звуковой геолокации приводит к необходимости понижения рабочей частоты, поскольку на низких частотах коэффициент поглощения значительно меньше. Для сохранения удовлетворительных характеристик направленности при понижении рабочей частоты (увеличении длины волны λ) необходимо увеличивать в соответствующее число раз характерный линейный размер преобразователя — для квадратной системы ее размер l. При этом увеличивается вес акустической системы и возникает ряд конструктивных трудностей, например, в способах крепления устройства при спуско-подъемных операциях и т. д. Поэтому направленные системы используются обычно только в гео-

локаторах I класса, имеющих малую глубинность действия, благодаря чему можно применять сравнительно высокие рабочие частоты (5—15 *кгц*), добиваясь глубинности за счет большой акустической мощности.

Геолокаторы II и III классов обычно имеют низкочастотные (от десятков герц до 3 *кгц*) ненаправленные излучающие системы $\left(\frac{l}{\lambda} \ll 1\right)$, но мощность их на несколько порядков выше мощности геолокаторов I класса. Иногда возможно сохранить направленность на низких частотах для приемных устройств. Например, при использовании буксируемых пьезокос в виде шлангов, внутри которых помещается n идентичных приемников на расстоянии d друг от друга. Поскольку приемники размещаются только по одной линии, то направленные свойства такой базы будут проявляться только в плоскости, в которой лежит пьезокоса,

$$|R_\alpha| = \frac{\sin\left(n\pi \frac{d}{\lambda} \sin\alpha\right)}{n \sin\left(\pi \frac{d}{\lambda} \sin\alpha\right)}. \tag{35}$$

в плоскости, перпендикулярной к середине оси пьезокосы, направленность отсутствует. Объемная характеристика направленности пьезокосы будет в виде фигуры, полученной вращением на 360° вокруг оси пьезокосы полярной характеристики направленности, вычисленной по формуле (35).

На практике весьма важно свести к минимуму величины добавочных максимумов, которые не только несут недостоверные сведения о напластовании горных пород, но и увеличивают уровни мешающих шумов на входе приемной системы. Для рассмотренной линейной базы добавочные максимумы отсутствуют, если $\frac{d}{\lambda} \leqslant \frac{n-1}{n}$. Учитывая, что длина рабочего участка пьезокосы $L = d\,(n - 1)$, имеем

$$L \leqslant \lambda \frac{(n-1)^2}{n}. \tag{36}$$

§ 3. Специфические помехи звуковой геолокации

Качество эхограмм, получаемых методом звуковой геолокации, в значительной степени зависит не только от перечисленных выше, но и от ряда специфических факторов, таких как: кавитационные явления; шумы моря; скорость движения судна; реверберационные явления — объемная, донная и внутрислоевая реверберация и т. п.

Влияние конструкции и характеристик аппаратуры рассматривается в гл. II.

Кавитация заключается в образовании разрывов сплошности жидкости в моменты отрицательных акустических давлений, величины которых ниже статических (для поверхности воды — меньше $^1/_3$ *вт/см*^{2}). При этом образуются парогазовые пузырьки, которые

при выравнивании давлений захлопываются, излучая интенсивный шум в широком диапазоне частот. Кавитация в звуковой геолокации наиболее ощутимо проявляется при работе излучателей типа колеблющейся поверхности с большими удельными мощностями, например, магнитострикционных и индукционных излучателей (см. гл. II).

Возникновению кавитации способствует наличие различных неоднородностей в жидкости, например, мельчайших пузырьков газа, твердых частиц, повышенная микротемпература и т. п. Даже при полностью дегазированной жидкости величины напряжений растяжения, необходимые для разрыва ее, колеблются от единиц до сотен атмосфер, тогда как теоретическая величина составляет около 10^4 *ат* [Перник, 1961].

Для возникновения и захлопывания парогазового пузырька требуется время. Так, для захлопывания пузырька диаметром 0,1 *мм* в воде при нормальном давлении необходимо около 5 *мксек* [Бергман, 1956]. Из этого следует, что процесс кавитации — инерционный и связан с длительностью излучаемого импульса. Чем больше длительность импульса, тем легче (при меньших интенсивностях колебаний) возникает кавитация, и наоборот.

При захлопывании кавитационных пузырьков в близкой к точке смыкания области за счет высвобождения кинетической энергии, сконцентрированной в весьма малом объеме, возникают громадные избыточные давления, достигающие тысяч атмосфер, которые вызывают сильное эрозионное разрушение поверхности излучателя. Последнее обстоятельство и экранирующее действие кавитационных пузырьков, аналогичное рассмотренному затуханию акустических колебаний при наличии в жидкости газовых пузырьков, приводят к необходимости при использовании излучателей типа колеблющейся поверхности (мембранного, магнитострикционных и т. п.) учитывать кавитационные явления и даже ограничивать удельные акустические мощности излучателей.

Шумы моря рассматриваются в звуковой геолокации как фактор, мешающий выделению полезного сигнала. Наиболее интенсивные шумы моря в диапазоне работы геолокаторов связаны с волнением; в некоторых местностях на мелководье отмечаются значительные шумы, производимые живыми организмами; в прибрежной полосе мешающее воздействие могут оказывать производственные шумы, а также прибой; повышают шумность близкие штормы и дождь. Существуют и другие источники шумов моря, но их интенсивность или сравнительно мала, или спектр не совпадает с рабочим спектром обычной геолокационной аппаратуры.

На рис. 5 приведены примерные зависимости шумов моря различного происхождения от частоты [Кендиг, 1965; Knudsen, 1948]. Из приведенных графиков следует, что спектральный уровень шумов от волнения спадает на 5 *дб/октава*. Дождь может увеличивать уровень шумов в полосе частот от 0,1 до 10 *кгц* на 15—25 *дб* по сравнению с шумами за счет волнения. Общий уровень шума в этом диапазоне частот при спокойном море и без дождя составляет около 80 *дб*

относительно стандартного нулевого уровня ($2 \cdot 10^{-4}$ *дин/см*^{2}), при волнении в 6 баллов он возрастает примерно на 5 *дб*. Шумы моря в пределах первой сотни метров от поверхности воды практически не зависят от глубины погружения приемного устройства, но волнению моря присуща некоторая направленность с неярко выраженными максимумами в направлении, параллельном фронту волны и в направлении, нормальном к поверхности воды. Наибольшее мешающее воздействие шумы моря оказывают на широкополосную аппаратуру звуковой геолокации, излучающую «видеоимпульсы». Для снижения уровня шумов применяются фильтры верхних и нижних частот,

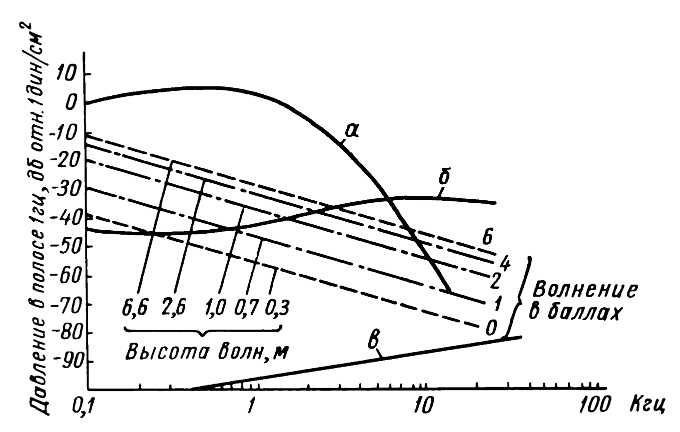


Рис. 5. Уровни шумов, производимых волнением, крокерами и щелкающими креветками.

а — крокеры (конец мая и начало июня); *б* — средний уровень шума, производимого щелкающими креветками; *в* — тепловые шумы, измеренные ненаправленным гидрофоном; *0—6* — кривые Кнудсена для различной высоты волн.

однако в наиболее пригодной для глубинной геолокации низкочастотной области спектра из-за совпадения спектров зондирующего импульса и шумов моря, с подъемом последних к низким частотам (рис. 5), получить удовлетворительную фильтрацию затруднительно, и шумы на эхограммах фиксируются в виде серого фона. На практике работы методом звуковой геолокации могут проводиться при волнении не свыше 4 баллов.

От скорости движения судна зависит горизонтальный масштаб и деальность регистрируемого разреза горных пород. На рис. 6 приведена эхограмма одного и того же профиля при двух скоростях движения. Кроме того, при движении судна возникают шумы разнообразного происхождения, например, шумы обтекания (гидродинамические шумы), шумы винтов, шумы судовых механизмов и др.

Шумы судовых механизмов зависят от типа судна, способов крепления механизмов к корпусу судна и режимов их работы. Интенсивность этих шумов в диапазоне частот 0,1—5 *кгц* чаще всего настолько велика, что размещение широкополосных ненаправленных приемных систем геолокаторов в непосредственной близости от



Рис. 6. Влияние скорости движения судна на характер записи на эхограмме.

A — движение со скоростью — v *км/ч*; **B** — движение со скоростью — $1/4\ v$ *км/ч*.

корпуса судна невозможно, в связи с чем возникает необходимость в буксировке приемных систем на расстоянии 100—200 *м* за судном с выводом их из кильватерной струи (зоны с повышенным содержанием пузырьков воздуха).

Судовые винты генерируют шум в широком диапазоне частот, причем спектр их носит сложный характер: равномерный сплошной — за счет кавитации, возникающей при вращении винта, с резким максимумом на частотах, пропорциональных произведению числа оборотов винта на число его лопастей. Распределение шумов винта в пространстве носит направленный характер. Благодаря этому, а также использованию экранирующих свойств формы корпуса судна узкополосные направленные акустические системы геолокаторов I класса не воспринимают шумы винтов при расположении в носовой или средней части судна.

Размещая акустические системы, следует учитывать, что при движении судна на линии пересечения свободной поверхности воды корпусом захватывается некоторое количество воздуха, который в виде пузырьков распределяется в зоне пограничного слоя; поэтому акустическую систему во избежание экранирующего действия пузырьков следует удалять от корпуса судна примерно на 1 *м*.

Гидродинамические шумы в основном обусловлены потерей устойчивости обтекающего корпус потока, в результате чего возникает турбулентное движение жидкости. Взаимодействуя с твердой преградой (корпусом судна, поверхностью акустического приемника) форма движения турбулентных пульсаций изменяется, и часть кинетической энергии вихря в виде импульса давления передается твердому телу. Таким образом, преграда является своеобразным преобразователем энергии турбулентных пульсаций в акустическую энергию. Интенсивность гидродинамических шумов возрастает с увеличением скорости движения судна, зависит от шероховатости обтекаемой поверхности и формы обтекаемого тела. На низких частотах энергетический спектр шума обтекания пропорционален третьей степени скорости и толщине пограничного слоя, а на высоких частотах — примерно шестой степени скорости и обратно пропорционален квадрату толщины пограничного слоя [Скучик, Хэддл, 1965].

Воздействие турбулентных пульсаций на твердую оболочку носит локальный характер для каждой малой поверхности, поэтому при больших размерах гидрофонов происходит суммирование импульсов с самыми разнообразными фазами, а средний уровень шума может быть ниже, чем при размере гидрофона, соизмеримом с масштабом пульсации. В этом смысле желательно использование приемников, состоящих из группы элементов, например, объединенных в пьезокосу. При такой конструкции приемного устройства нужно обращать серьезное внимание на характер сочленяющих устройств (разъемов, хвостовиков косы), так как за счет плохого обтекания сочленяющих устройств и шероховатости поверхности уровень шума может возрасти на 20—50 *дб*.

Таким образом, практически почти все виды шумов, связанных с движением судна, возрастают при увеличении скорости хода. Максимальная скорость, на которой целесообразно вести работы методом звуковой геолокации, составляет около 6 узлов.

Для иллюстрации относительных величин уровней шумов спокойного моря, судовых механизмов, работающих на «стопе», при измерении вблизи корпуса судна и всего комплекса шумов, замеренного буксируемой за судном короткой пьезокосой, на рис. 7 приводятся

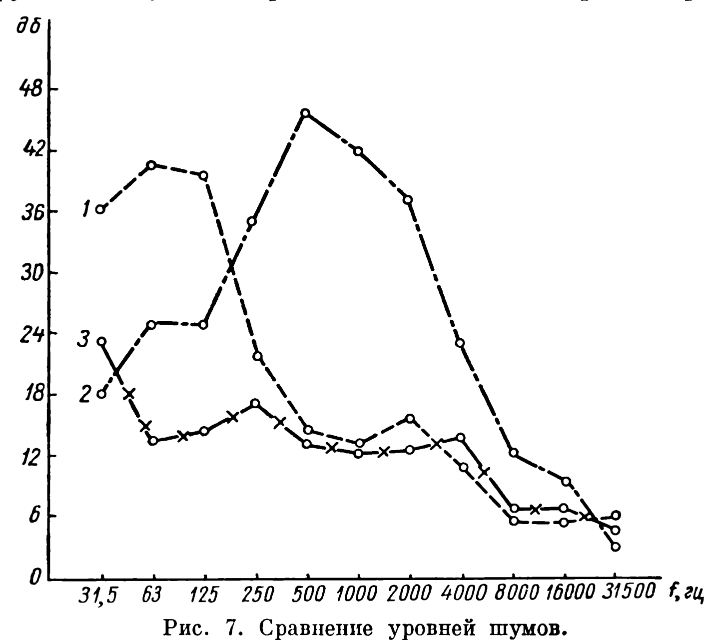


Рис. 7. Сравнение уровней шумов.

1 — скорость судна 4,4 узла, коса буксируется в 100 м, 2 — включены судовые механизмы на «стопе», коса у борта судна; 3 — питание аппаратуры от береговой сети, волнение 0 баллов, судовые механизмы не работают.

частотные характеристики, полученные экспериментально автором. Подъем уровня шумов спокойного моря (график *3*) на более низких частотах объясняется микросейсмами и некоторыми береговыми шумами, выброс в области 50 *гц* — электрическими помехами от береговой сети. График *2* получен также у причала, но с питанием аппаратуры от корабельной сети и полностью работающими судовыми механизмами, включая главный двигатель на холостом ходу. По-видимому, уровень помех судовой сети 50 *гц* был несколько ниже, чем береговой, на остальных участках спектра наблюдается значительное увеличение уровня шумов, замер на частоте 31,5 *кгц* недостоверен. Очевидно, что характер графика *2* зависит от множества причин (типов судовых механизмов, их расположения, крепления, режимов работы, расположения приемной пьезокосы и т. п.) и может рассматриваться только качественно. График *1* получен

в открытом море, и его соотношение с графиком *2* показывает рациональность буксировки пьезокосы на удалении от судна с целью уменьшения уровня судовых шумов по крайней мере в диапазоне работы геолокаторов II класса. График *3* также зависит от многих факторов, но главным образом — гидродинамического характера.

Реверберационные явления. Возбуждение мощных акустических импульсов приводит к возникновению нескольких видов реверберационных помех (послезвучания): объемной, донной и межслоевой реверберацій.

Объемная реверберация связана с колебаниями, которые происходят в объеме воды, близком к излучателю. Интенсивность ее сравнительно быстро спадает и при большой глубине воды не мешает распознаванию полезных сигналов. В мелком водоеме, когда сигналы приходят через небольшой интервал времени после излучения, использование мощных излучателей может приводить к сильным помехам от объемной реверберации, выражающимся в виде общего потемнения эхограммы иногда на время до 50 *мсек*. Вторичные удары (захлопывания парогазовых пузырей, например, при электрогидравлическом ударе) отмечаются на эхограммах в виде черных линий, иногда повторяющихся несколько раз за счет отражения от поверхности воды и плавающих предметов (поплавков и прочее).

Донная реверберация (многократные отражения) возникает в результате отражения излучаемого импульса от дна, затем от поверхности воды и второй раз от дна; она связана с глубиной водоема, коэффициентом отражения от дна, состояния (волнения) моря и излучаемой мощности. Наиболее сильно проявляется донная реверберация при использовании больших излучаемых мощностей когда коэффициент отражения от дна велик (пески, граниты) и длина морских волн много меньше длины основных регистрируемых акустических волн. Рассматриваемая реверберация (вторичные отражения) на эхограммах выглядит как чередующиеся черные полосы (*А*, *Б*), интенсивность которых спадает (рис. 8). Чем меньше глубина водоема, тем чаще чередуются полосы, и тем самым затрудняется распознавание отражающих слоев, особенно при их горизонтальном расположении. Время регистрации донного отражения строго равно времени распространения колебаний по водному слою, поэтому вторичные отражения записываются на эхограмме под линией дна на расстоянии, равном масштабу записи дна, следовательно, при наклонном дне (*В*) угол падения вторичного отражения (*Г*) вдвое больше угла падения дна. Это обстоятельство в ряде случаев помогает отличить вторичное отражение от реальной границы раздела. Даже при небольших излучаемых мощностях порядка 600 *вт* число вторичных отражений иногда достигает 10—20, что может служить качественной оценкой отражающей способности грунта дна.

Явление, подобное донной реверберации, происходящее между границами раздела горных пород, называется межслоевой реверберацией. Она отличается большим разнообразием путей распростра-

нения и отражения колебаний, что затрудняет интерпретацию эхограмм. Так, прослеживание отражающих границ ниже первого донного реверберационного отражения (*А*) представляет трудности, так как не ясно, являются ли они записями межслоевой реверберации (линия *а* — *а*) или сигналами от продолжения границ, четко зарегистрированных выше вторичного отражения (линия *б* — *б*).

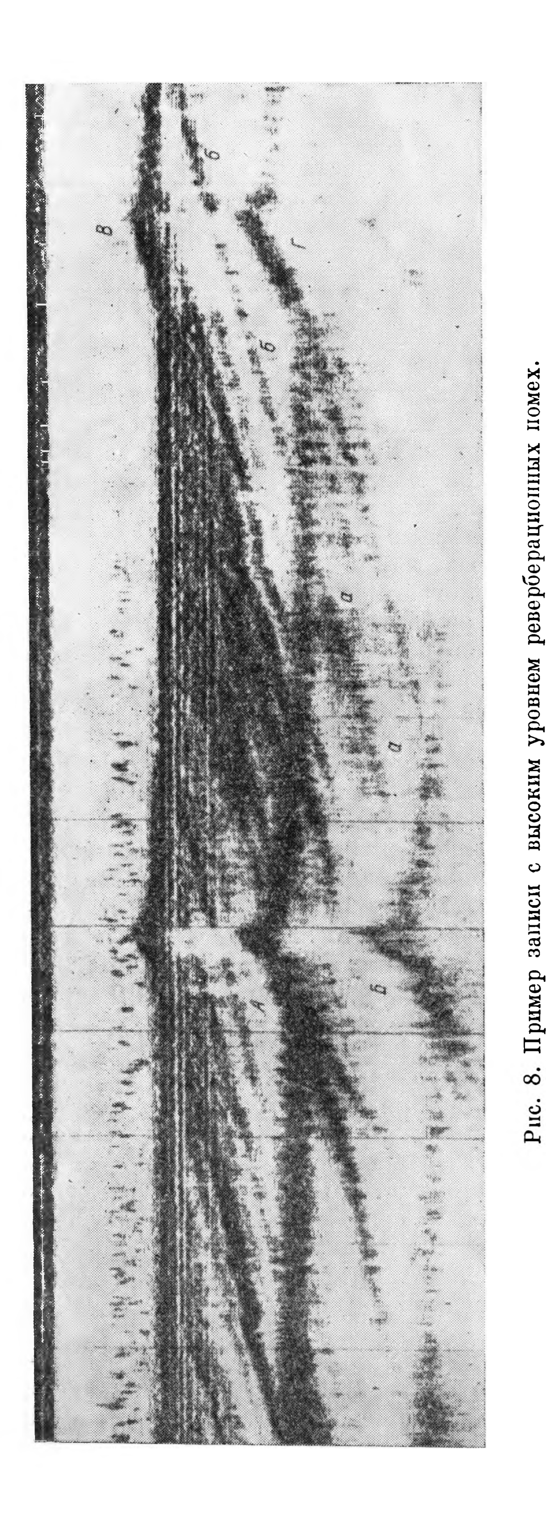


Рис. 8. Пример записи с высоким уровнем реверберационных помех.

Теоретическое рассмотрение донной и межслоевой реверберации выполнялось рядом авторов [Backus, 1959; Петров, 1962а, б; и др.] и послужило основанием для разработки метода обратной периодической фильтрации с целью уменьшения мешающего действия реверберации (ВИТР — [Петров, 1962а, б] ВНИИгеофизика — [Коган, 1964]). Применительно к донной реверберации сущность метода заключается в следующем. Представим излучаемый на поверхности водоема импульс в виде δ-функции, тогда на приемник поступают разделенные по времени сигналы-отражения от геологических границ и донная реверберация, причем последняя будет повторяться через определенные интервалы времени — периоды, равные удвоенному времени распространения на глубину водоема. С по-

мощью линии задержки (с отводами) можно подобрать время задержки, равным периоду повторения реверберационной помехи. Если же подать в противофазе прямой сигнал и сигнал, прошедший через линию задержки (с выравниванием уровней — компенсацией электрических потерь на линии задержки), на сумматор, то донные реверберационные отражения будут вычитаться друг из друга со сдвигом на один период. Некомпенсированными остаются первое донное отражение и сигналы от отражающих границ горных пород, т. е. полезные сигналы. В случае реальных сигналов необходимо еще компенсировать фазовые сдвиги.

Расположение излучателя и приемника с заглублением относительно поверхности воды, а также устранение межслоевой реверберации усложняют рассматриваемые зависимости, не меняя их принципиальной стороны. Подбор временных задержек может осуществляться автоматически на основании первых настроечных импульсов с последующей коррекцией или по заранее заданной программе.

Выводы. В звуковой геолокации акваторий в зависимости от поставленной конкретной геологической задачи используется весьма широкий диапазон рабочих частот — от верхних звуковых до инфразвуковых (сейсмических) колебаний.

Сравнение волновых полей, создаваемых точечным и плоским излучателями, показывает, что в методе звуковой геолокации в дальней зоне от источников колебаний правомерно рассматривать только плоские волны, для описания которых возможно использовать соотношения линейной акустики.

Качество эхограмм, получаемых методом звуковой геолокации, глубинность записи и разрешающая способность определяются рядом факторов, в большинстве случаев мало изученных. Помимо конструктивных параметров аппаратуры, большое значение имеют поглощающие свойства горных пород, мощность напластований, коэффициенты отражений на их границах, а также ряд специфических факторов — кавитация, шумы моря, скорость движения плавсредства, с которого производится геолокационная съемка.

В соответствии с назначением конкретной аппаратуры звуковой геолокации изменяются ее конструкция, технические данные, глубинность, причем один и тот же эффект может быть достигнут различными способами (см. гл. II), поэтому за основу приведенной классификации геолокаторов принята глубинность исследования по породе.



Глава II

Аппаратура звуковой геолокации

Аппаратура звуковой геолокации состоит из следующих блоков: излучающих устройств и систем, обеспечивающих их работу; приемников упругих колебаний (электроакустических преобразователей); усилительных и фильтрующих устройств; регистраторов с системой синхронизации; источников питания.

В зависимости от назначения и класса геолокационной аппаратуры используются различные принципы действия и технические характеристики блоков, изменяется их конструктивное оформление.

§ 1. Излучающие устройства (излучатели акустических колебаний)

Излучающие устройства служат для возбуждения в воде импульсов упругих колебаний звукового диапазона частот. По характеру излучаемых колебаний излучатели подразделяются на возбуждающие «радиоимпульсы» в виде отрезка синусоиды или затухающей синусоиды и на возбуждающие импульсы ударного типа — «видеоимпульсы».

В случае использования излучателей (вибраторов) «радиоимпульсов» акустическая мощность не более нескольких киловатт, поэтому они используются в геолокаторах I и нулевого классов, работающих в пределах глубин в грунте до 70 *м*. В более мощных геолокаторах, как правило, применяются излучатели ударного типа.

В звуковой геолокации получили распространение следующие конструкции излучателей: магнитострикционные, электрогидравлические, индукционные, на основе детонации смеси пропан — бутан с кислородом.

Другие типы излучателей, например, из набора пьезоэлектрической керамики, электродинамические, устройства с падающим грузом, твердые взрывчатые вещества и т. п. применяются сравнительно редко.

Магнитострикционные излучатели

Магнитострикционные излучатели (вибраторы) основаны на использовании эффекта магнитострикции, заключающегося в изменении размеров ферромагнитных материалов при намагничивании. Следовательно, если на сердечник из ферромагнетика (железа, никеля, кобальта) или сплава ферромагнетиков намотать обмотку и по ней пропустить переменный электрический ток, то под действием возникшего магнитного поля сердечник будет изменять свои линейные размеры с удвоенной частотой. Для возбуждения сердечника с частотой, равной частоте переменного тока, сердечник подмагничивают путем введения в обмотку дополнительного постоянного тока. Такой

вибратор называется поляризованным. Вибрация стержня, помещенного в воду, будет передаваться (излучаться) в нее и создавать поле упругих колебаний.

Описанный вибратор называется стержневым с разомкнутым магнитным потоком. Для уменьшения потерь обычно создают системы с замкнутым магнитным потоком, конструктивно подобные замкнутым Ш- и О-образным сердечникам трансформаторов. Для увеличения рабочей поверхности, с целью повышения излучаемой мощности и получения характеристик направленности, из отдельных вибраторов могут собираться сложные системы (рис. 9). Обмотки вибраторов соединяются параллельно или последовательно.

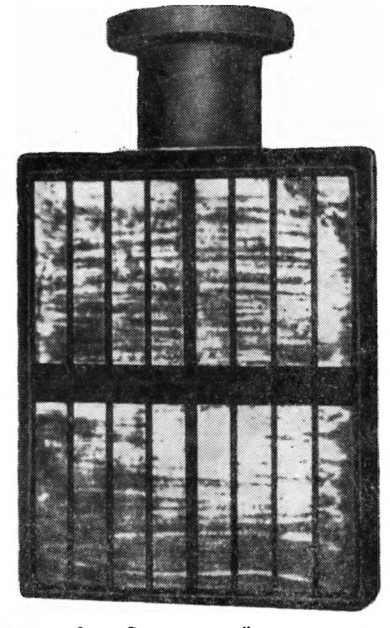


Рис. 9. Стержневой магнитострикционный излучатель.

Наряду со стержневыми магнитострикционными системами в звуковой геолокации применяются цилиндрические вибраторы. Магнитная система их представляет замкнутое кольцо с тороидальной обмоткой, при этом используется излучение наружной цилиндрической поверхности, а для преобразования цилиндрической волны в плоскую вибратор заключается в отражающий конус (рис. 10).

Коэффициент отражения конуса должен быть максимальным, что достигается покрытием его звукоотражающей резиной или созданием воздушной полости за стенкой конуса. Цилиндрическая конструкция вибратора с конусом хорошо зарекомендовала себя на практике. Из-за меньшего расхода магнитострикционного материала она легче и дешевле сложной стержневой системы при равенстве их акустических характеристик (резонансных частот, углов раствора характеристик направленности).

Обычно магнитострикционные вибраторы используются на частотах их механического резонанса, который для цилиндрического вибратора примерно соответствует длине волны в материале цилиндра, равновеликой его средней окружности. Резонансная частота замкнутого Ш-образного вибратора без накладок высотой h и шириной b, равной толщине, определяется формулой

$$f_0 = \frac{1}{2h} \sqrt{\frac{E}{1 + \frac{b}{2h}}}, \qquad (37)$$

где E — модуль упругости материала сердечника.

Сердечники вибраторов штампуются из листового материала толщиной около 0,1 *мм*. Наиболее часто они изготавливаются из технически чистого никеля или сплава железа с кобальтом (пермендюра), мало подверженных коррозии в морской воде. Для снятия внутренних напряжений и образования на пластинах изолирующего слоя окиси пластины перед сборкой отжигаются. Собранные пакеты вибраторов подвергаются вакуумной пропитке бакелитовым лаком, термической обработке и шлифовке рабочей поверхности.

Для электрической обмотки выбирается провод с изоляцией, стойкой к воздействию морской воды.

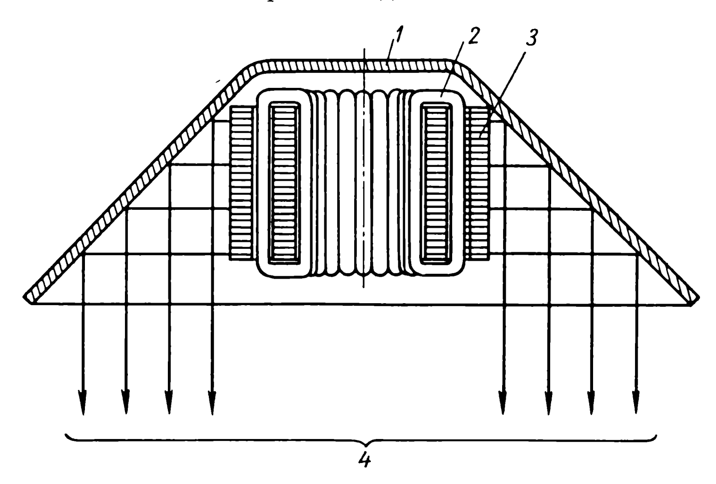


Рис. 10. Схематический разрез цилиндрического магнитострикционного излучателя с коническим рефлектором.

1 — рефлектор; *2* — возбуждающая обмотка; *3* — магнитострикционный материал; *4* — ход акустических лучей.

Магнитострикционные излучатели геолокаторов отличаются большой надежностью и стабильностью в работе. Их обмотки питаются сравнительно низким напряжением (до 1000 *в*), ток подмагничивания обычно составляет 10—15 *а* на пакет, допустимая удельная акустическая мощность достигает при длительности импульса 2 *мсек* 15—18 *вт/см*^{2}.

Магнитострикционные вибраторы, как уже указывалось в гл. I, в рабочем положении крепятся непосредственно у борта судна на кронштейне или на носу судна — на шпироне. Для понижения сопротивления их движению судна, уменьшения кавитации на кромках пакетов и защиты от повреждений вибраторы помещаются в обтекатели. При стационарной установке геолокаторов на специализированных судах вибраторы могут врезаться в дно судна аналогично вибраторам эхолотов. В зависимости от рабочей частоты вибраторов и остроты характеристики направленности вес магнитострикционной системы с обтекателем и креплениями колеблется от 40 до 350 *кг*,

для спуско-подъемных операций часто необходимы специальные средства (кран или стрела с лебедкой), что создает неудобства в работе.

Магнитострикционные вибраторы обратимы и могут применяться как в режиме излучения, так и в режиме приема. Иногда применяются мало различающиеся по устройству излучающие и приемные устройства, но для уменьшения габаритов и веса акустической системы излучение и прием можно осуществлять одним вибратором с использованием коммутирующих устройств.

Способ возбуждения магнитострикционных вибраторов зависит от выбранной формы излучаемых колебаний. В звуковой геолокации магнитострикционные вибраторы используются для излучения «радиоимпульсов» в виде затухающей синусоиды или в виде отрезка синусоиды.

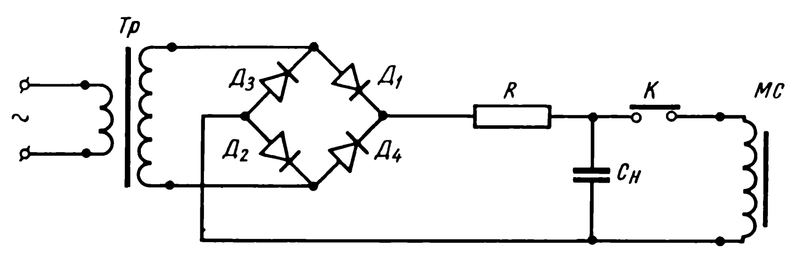


Рис. 11. Принципиальная электрическая схема возбуждения импульса в форме затухающей синусоиды.

Наиболее простая схема возбуждения вибратора при генерации импульсов в виде затухающей синусоиды приведена на рис. 11. Питающее напряжение от источника переменного тока повышается трансформатором *Тр* до напряжения 600—1000 *в* и выпрямляется полупроводниковыми диодами $Д_1$ — $Д_4$. Выпрямленный ток заряжает накопительную емкость $С_н$. Емкостная нагрузка $С_н$ выпрямителя в начале переходного процесса представляет собой малое сопротивление, для ограничения тока в первоначальный момент заряда служит сопротивление R, которое рассчитывается исходя из максимально допустимой кратковременной нагрузки диодов. После завершения заряда накопительной емкости замыканием контактов *К* она включается на нагрузку — обмотку магнитострикционного излучателя, при этом накопительная емкость и индуктивность вибратора образуют колебательный контур. Обмотка вибратора обычно имеет небольшое количество витков, намотанных толстым проводом, ее индуктивность и активное сопротивление малы. Оптимальная величина емкости конденсатора $С_н$ подбирается экспериментально (обычно несколько микрофарад). Колебания в контуре носят характер быстро затухающей несимметричной синусоиды, длительность излучаемого в воду импульса лежит в пределах нескольких сотен микросекунд.

Несимметрия импульса приводит к появлению постоянной составляющей тока, который может рассматриваться как ток

поляризации, поэтому необходимость в подаче на вибратор специального подмагничивающего тока отпадает.

Управление моментом излучения производится регистрирующим устройством (самописцем) путем замыкания контактов кулачком, жестко связанным с элементом самописца, осуществляющим временную развертку. Чаще всего развертка выполняется с помощью вращающегося барабана (см. § 4 гл. II), кулачок которого непосредственно замыкает контакт *К*. При частоте посылок импульсов в несколько герц происходит обгорание контакта и часть накопленной энергии выделяется на переходном сопротивлении. Чтобы избежать этого, в качестве контакта *К* применяют управляемые газонаполненные трубки (УГТ). Функции управления ими по-прежнему выполняются кулачком и контактами самописца, но ток через контакты пропускается небольшой. Этот управляющий импульс подается на тиратрон, который поджигается и через импульсный трансформатор выдает высокое напряжение для ионизации разрядного промежутка газонаполненной трубки. Примерно такая схема формирования ионизирующего (поджигающего) импульса используется применительно к различным излучающим устройствам, один из ее вариантов приведен на рис. 16.

Рассмотренный способ возбуждения магнитострикционных излучателей не требует больших затрат электрической энергии, схема весьма проста и компактна, что делает ее удобной для использования в малогабаритных геолокаторах. Так, в геолокаторе I класса ЗГЛ-1 (ВИТР), имеющем глубинность 10—15 *м*, применение возбуждения вибратора накопительной емкостью позволяет использовать для питания аппаратуры аккумуляторы 12 *в* и устанавливать прибор на любых малых плавсредствах.

К недостаткам описанного способа возбуждения вибраторов следует отнести их малую мощность, расход энергии на образование нулевых и низкочастотных составляющих, а также некоторую нестабильность излучаемого импульса за счет разбросов сопротивления разрядной трубки.

Рассмотрение спектральных характеристик импульсов (§ 2 гл. I) приводит к заключению, что бóльшую концентрацию энергии в заданном участке спектра можно получить путем излучения отрезка синусоиды, а не затухающей синусоиды. Конструкция магнитострикционного излучателя при этом не изменяется, но способ его возбуждения будет другим.

На рис. 12 приведена блок-схема генерации импульсов в виде отрезков синусоиды.

Синхронизирующий импульс, аналогично предыдущему, поступает от контактов, связанных с временной разверткой самописца. Блок управления задающим генератором *1* запускается синхронизирующим импульсом и выдает импульс постоянного тока, который поступает на задающий генератор *2*. Блок управления, как правило, собирается по схеме мультивибратора в ждущем режиме. Длительность импульса устанавливается обычно оператором и лежит в пре-

делах от 1 до 5 *мсек*. Задающий генератор *2* в исходном положении заперт и, отпираясь управляющим импульсом, генерирует отрезок синусоиды с частотой заполнения, равной рабочей частоте вибратора *8*. Амплитуда колебаний на выходе задающего генератора недостаточна для раскачки выходного каскада *4*. Для ее увеличения служит усилитель мощности *3*, который может состоять из нескольких каскадов.

Наибольшая энергия при возбуждении импульсов расходуется в анодных цепях выходного каскада, поэтому в периоды между импульсами полезно запасти необходимую энергию, тогда импульсная потребляемая геолокатором мощность снижается. Для этой цели служит блок *5*, состоящий из нескольких накопительных емкостей (20—50 *мкф*), питающих аноды лампы выходного каскада.

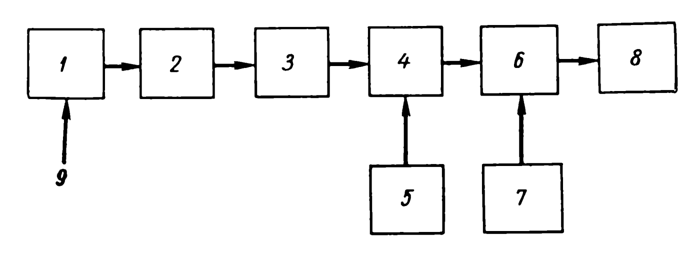


Рис. 12. Блок-схема возбуждения импульса в форме отрезка синусоиды.

1 — блок управления задающим генератором; *2* — задающий генератор; *3* — усилитель мощности; *4* — мощный выход; *5* — блок питания выходного каскада; *6* — согласующее устройство; *7* — источник подмагничивающего тока; *8* — вибратор; *9* — синхронизирующий импульс.

В качестве согласующего устройства *6* выходного каскада *4* с вибратором *8* используются трансформаторы. Условие оптимального согласования заключается в расчете коэффициента трансформации $K_{\text{тр}}$ с последующей его экспериментальной корректировкой [Попилов, 1963].

Расчет ведется по формуле

$$K_{\text{тр}} = \sqrt{\frac{2R_i}{Z_n}}, \tag{38}$$

где R_i — внутреннее сопротивление выходной лампы по переменному току, *ом*; Z_n — полное сопротивление нагрузки, *ом*;

$$Z_n = \frac{Z_{\text{мс}} Z_{\text{ф}}}{Z_{\text{мс}} + Z_{\text{ф}}}. \tag{39}$$

В этой формуле $Z_{\text{мс}}$ — полное сопротивление вибратора определяется из уравнения

$$Z_{\text{мс}} = \frac{\rho \dfrac{l}{S_{\text{пр}}} + j\omega \dfrac{4\pi\mu n^2 S_{\text{ж}} \cdot 10^{-9}}{l_{\text{ср}}}}{1 - \omega^2 C_{\text{м}} \dfrac{4\pi\mu n^2 S_{\text{ж}} \cdot 10^{-9}}{l_{\text{ср}}} + j \dfrac{\rho l \omega C_{\text{м}}}{S_{\text{пр}}}}, \tag{40}$$

где ρ — удельное сопротивление провода обмотки вибратора, *ом·мм²/м*; l — длина обмотки, *м*; $S_{пр}$ — сечение провода, *мм*; ω — круговая резонансная частота магнитострикционного вибратора. $\omega = 2\pi f$, f — резонансная частота вибратора; μ — магнитная проницаемость материала сердечника вибратора, *гс/э*; n — число витков обмотки вибратора; $S_ж$ — площадь сечения стержней вибратора, *см²*; $l_{ср}$ — средняя длина магнитной силовой линии, *см*; $C_м$ — межвитковая емкость обмотки вибратора, принимается ее ориентировочная величина, равная 10—20 *пф*.

Вторая величина формулы (39) $Z_ф$ — полное сопротивление фильтра пробки подсчитывается из соотношения

$$Z_ф = \frac{j\omega L_ф}{1 - \omega^2 L_ф C_ф},$$

где $L_ф$ — индуктивность фильтра (*гн*) выбирается примерно в 10—20 раз больше индуктивности обмотки вибратора; $C_ф$ — емкость фильтра, *ф*.

Ток подмагничивания (поляризации) I_0 определяется выражением

$$I_0 = \frac{H_0 l_с}{0{,}4\pi N}, \qquad (41)$$

где H_0 — напряженность поляризующего тока, для никеля $H_0 = 12 \div 15$ *э*; $l_с$ — средняя длина магнитопровода; N — число витков на одном стержне.

Достоинства рассмотренного способа возбуждения магнитострикционных вибраторов заключаются в высокой стабильности излучаемого импульса, облегчающей изучение динамических характеристик сигналов, отраженных породами, и повышающей возможности выделения слабых сигналов; в возможности регулирования в широких пределах длительности импульса; в практически неограниченной мощности электронного генератора. Факторами, ограничивающими излучаемую мощность, являются прочностные характеристики самого вибратора и кавитационные явления.

По вышеприведенной схеме работает геолокатор I класса ЗГЛ-2 (ВИТР), имеющий глубинность до 30—40 *м*. Излучаемая акустическая мощность ЗГЛ-2 около 600 *вт*, рабочая частота 9,8 *кгц*, напряжение возбуждения вибраторов 300 *в*, ток подмагничивания 10 *а*, потребляемая мощность не более 500 *вт*, питание от сети переменного тока.

Недостатки способа возбуждения импульсов в виде отрезка синусоиды заключаются в ограниченности излучаемой акустической мощности кавитационными процессами, в излучении только в узкой полосе частот; в необходимости при переходе на другие частоты заменять излучающие устройства, причем габариты резонансных вибраторов на частотах ниже 5 *кгц* очень велики, электронная аппаратура возбуждения вибраторов сложна и громоздка.

Электрогидравлические излучатели

Электрогидравлические излучатели основаны на использовании электрогидравлического эффекта [Юткин, 1955]. Сущность его заключается в том, что если накопитель электрической энергии подключить к двум электродам, погруженным в жидкость, то при достаточно большой разности потенциалов между ними произойдет электрический разряд, в результате которого возникнет кратковременный импульс повышенного давления ударного типа.

В качестве накопителя электрической энергии обычно используются батареи конденсаторов, включенных аналогично схеме рис. 11 с заменой вибратора на два электрода. Расчет электрических цепей с емкостной нагрузкой приведен в книге Р. Х. Бальяна [1961].

Кажущаяся простота реализации электрогидравлического эффекта и возможность накопления значительных энергий давно привлекают исследователей, но только в последние годы используются геолокаторы с буксируемыми излучателями на основе использования электрогидравлического эффекта [Beckmann, 1961; Chambers, 1962 а, в; Hersey, 1961; Hayakawa, 1964; и др.].

Электрическая энергия заряженных конденсаторов

$$W = \frac{C_н U^2}{2}, \text{ дж},$$

где $C_н$ — суммарная емкость батареи конденсаторов, *ф*; U — напряжение на батарее конденсаторов, *в*.

В геолокации используются батареи емкостей от 20 до 200 *мкф*, рабочие напряжения от 4 до 18 *кв*. Накапливается энергия от 1 до 25 *кдж*, а иногда и более.

Мощность, выделяемая за время разряда t, составляет

$$N = \frac{C_н U^2}{2t}, \text{ вт}.$$

Наибольшее влияние на время разряда оказывают: величина накопительной емкости, индуктивности соединительных проводов и особенно индуктивность кабеля между накопителем и буксируемым излучателем. Если разряд апериодический и длится половину периода [Бенке, 1961], то

$$t = \pi \sqrt{LC}, \text{ сек},$$

$$N = \frac{C_н U^2}{2} \cdot \frac{1}{\pi \sqrt{LC}}, \text{ вт}. \quad (42)$$

Практически разрядный импульс длится от 0,01 до 1,0 *мсек*, а электрическая мощность в импульсе достигает десятков — сотен мегаватт. Отметим, что при небольших индуктивностях соединительных проводов нарастание давления от разряда в воде происходит весьма быстро и за 0,2—0,3 *мксек* достигает 3/4 максимального значения, скорость спада давления по сравнению с его нарастанием

значительно замедлена [Baieitis, 1957]. По данным Фрюнгеля, время нарастания до максимума при индуктивности 0,2 *мкгн* равно 0,2 *мксек*, а при индуктивности 82 *мкгн* — приблизительно 4 *мксек*.

Исследования электроакустического к. п. д. электрогидравлического удара в воде [Рой и Фролов, 1958, Früngel, 1958] показывают, что к. п. д. возрастает с увеличением расстояния между рабочими электродами и с ростом напряжения, приложенного к ним. При энергии в 45 *дж*, емкости 0,9 *мкф*, напряжении 10 *кв* и расстоянии между электродами 0,3 *см* к. п. д. составлял 3%; при той же энергии, емкости 0,1 *мкф*, напряжении 30 *кв* и расстоянии 4 *см* к. п. д. возрос до 32%. В статье Н. А. Роя и Д. П. Фролова, кроме того, отмечается, что с уменьшением расстояния l между электродами сокращается длительность излучаемого импульса, а его задний фронт становится круче. Сопротивление разрядного промежутка при $U = 30$ *кв* и $l = 5$ *см* составляло 8—9 *ом*, а импульсные токи менялись при различных режимах приблизительно от 1000 до 15000 *а*.

Приближенная зависимость между максимальным давлением на фронте акустической волны и электрическими параметрами схемы возбуждения электрогидравлического удара выражается [Астрахан, 1959] соотношением

$$p = \frac{16\,200}{r} \cdot \frac{1 + \dfrac{4(\ln \bar{r})^{1/2}}{\bar{r}}}{\sqrt{1{,}15 \ln \bar{r} - 0{,}5}},$$

где $\bar{r} = \dfrac{r}{r_0}$, r_0 определяется по формуле $r_0 = \beta \left(\dfrac{W}{\rho_0 c^2} \right)^{1/3}$

Обозначения: r — расстояние до фронта ударной волны; r_0 — радиус искрового канала; β — безразмерная постоянная; W — выделяющаяся энергия; ρ_0 — плотность в невозмущенной среде; c — скорость в недеформированной среде.

Теоретическое сравнение давлений, которые развиваются в воде при электрогидравлическом ударе и взрыве тринитротолуола [Früngel, Keller, 1957], показывает, что одному грамму тринитротолуола соответствует электрическая энергия около 4 *кдж*. Автором совместно с А. И. Пестринским и Е. А. Волковой проводились замеры давлений при электрогидравлическом ударе, для чего напряжение от накопителя ($W = 7{,}5$ *кдж*, $U = 10$ *кв*) на рабочие электроды подавалось по 100-метровому коаксиальному кабелю большого сечения. В полосе от 40 *гц* до 30 *кгц* давление на расстоянии 1 *м* от рабочего зазора составляло около 1 *ат*. В пределах статических давлений воды от 0,1 до 1 *ат* заметного изменения давления в импульсе не наблюдалось, однако при значительных давлениях воды амплитуда давления в импульсе снижалась.

Большие импульсные мощности, возникающие в цепи накопительная емкость — разрядные электроды, исключают возможность применения обычных контактных устройств (K на рис. 11). В то же время подключение накопительных емкостей на нагрузку должно

производиться в определенные моменты времени по командному импульсу регистратора. Существует несколько разновидностей управляемых искровых разрядников, которые можно разделить на две основные группы: 1) воздушные и вакуумные, 2) игнитронные.

Воздушные и вакуумные разрядники имеют не менее двух электродов, промежуток между которыми является коммутирующим. Расстояние между электродами выбирается таким, чтобы полное напряжение заряда накопительных емкостей не приводило бы к самопроизвольному разряду. Этот промежуток точно регулируется. Командный (синхронизирующий) импульс вырабатывается специальной схемой (см., например, рис. 16) и подается на поджигающий электрод. Напряжение поджигающего импульса должно превосходить рабочее напряжение накопительных емкостей. Между поджигающим и одним из рабочих электродов проскакивает искра, которая ионизирует разрядный промежуток, являясь первичным каналом для основного разряда. Для уменьшения индуктивности искрового разрядника и времени его срабатывания иногда применяются дополнительные электроды, на которые подаются промежуточные потенциалы [Склизков, Павловский, Зысин, 1961], а также параллельное включение разрядников [Руднев и др., 1961].

Конструктивно искровые зарядники выполняются в различных вариантах. Иногда рабочие электроды изготавливаются в виде параллельно установленных массивных кольцевых дисков с поджигающим электродом, пропущенным по их оси [Goldman и др., 1962]. Часто рабочие электроды имеют полусферическую форму, а поджигающий электрод впрессовывается на изоляции по оси одного из рабочих электродов [Руднев и др., 1961]. Для уменьшения довольно интенсивных шумов при проскакивании искры разрядники помещают в закрытые камеры.

Вакуумные искровые разрядники имеют рабочие узлы, помещенные в камеру с вакуумом до пробоя 2—20 *мторр* [Bannenberg, Insinger, 1962]. За исключением специфических устройств для создания и поддержания вакуума, другие узлы таких разрядников принципиально не отличаются от воздушных разрядников (рис. 13).

Недостатки описанных конструкций искровых разрядников заключаются в том, что при их работе электроды постепенно распыляются и теряют форму; металлическая пыль, осаждаясь на изоляции, ухудшает ее свойства, что приводит к пробоям; сравнительно велики потери на сопротивлении разрядного промежутка; требуется регулировка зазоров между электродами.

Отмеченные недостатки устраняются применением в качестве разрядников игнитронов [Beckner, Kotoski, 1962], параметры которых и способы включения приведены в справочной радиотехнической литературе [Попилов, 1963].

Одним из основных узлов в схеме электрогидравлического излучателя является устройство рабочих электродов и разрядного (водного) промежутка. Наиболее часто применяется конструкция из стального цилиндра (заземленный электрод) и коаксиально

расположенного внутри него потенциального электрода. Между ними помещается электрическая изоляция. На рис. 14 приведен излучатель такой конструкции, примененный в геолокаторе II класса NQS-158.

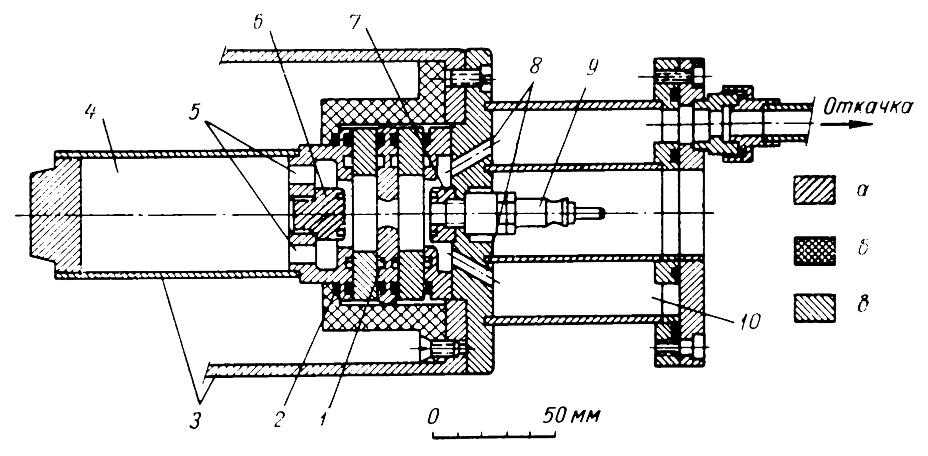


Рис. 13. Продольный разрез разрядника.

1 — ловушка для загрязнений: *2* — кольцевые прокладки круглого сечения (действующие и как пружины); *3* — коаксиальная разрядная линия; *4* — расширительная камера; *5* — каналы (6 шт.); *6* и *7* — сменные электроды; *8* — каналы (8 шт.); *9* — запальная свеча; *10* — кольцевая расширительная камера.
а — латунь; *б* — изолятор; *в* — пирекс.

Необходимо отметить, что излучающее устройство является, несмотря на его простоту, наиболее слабым местом в аппаратуре, создающей электрогидравлический удар. Весьма большие давления,

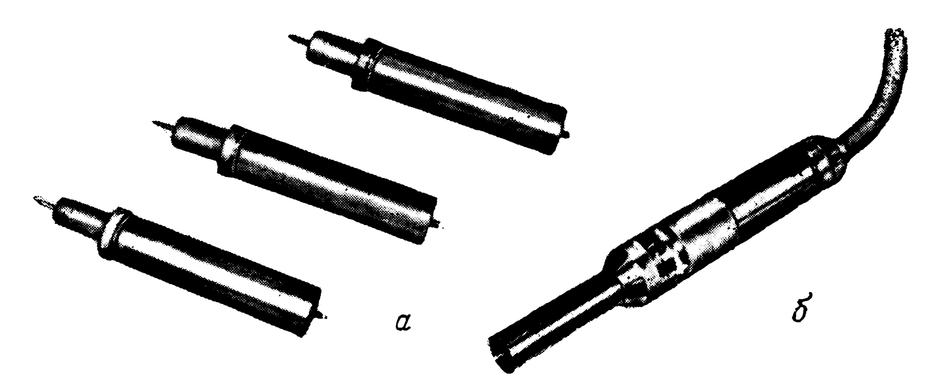


Рис. 14. Электрогидравлический излучатель геолокатора NQS-158 (Япония).
а — съемные электроды; *б* — излучатель в сборе.

возникающие при разряде в рабочем зазоре между электродами, приводят к разрушению в первую очередь изоляции и самих электродов, в том же направлении проявляются и электрохимические

процессы. Долговечность устройства мала, и во время работы приходится заменять излучающий элемент.

Проводился эксперимент [Hersey, 1962; Leenhardt, 1963] по использованию жил коаксиального кабеля в качестве электродов с усилением оплетки медным проводом. При $U = 10$ *кв*, $C_{\text{н}} = 500$ *мкф*, $W = 25\,000$ *дж* (максимум спектра от 75 до 300 *гц*) в интервале между разрядами 4 *сек* срок службы излучателя без переделок составлял 24 *ч*. По нашему мнению, срок службы такого устройства при приведенной мощности должен быть много меньше.

Следует учитывать еще одну особенность импульсов давления, возникающих при электрогидравлическом ударе. Она заключается в том, что парогазовый пузырь, возникший при первоначальном пробое жидкости, после стадии расширения под действием внешних сил начинает сжиматься. Скорость сокращения его размеров такова, что в конце цикла сжатия развиваются величины давлений, сходные с кавитационными ударами. Пульсирующий парогазовый пузырь становится источником интенсивного звукового излучения, по величине даже превосходящего основной импульс давления. Пузырь может совершать несколько пульсаций, которые затрудняют интерпретацию эхограмм, а иногда создают неразрешимую запись. Борьба со вторичными пульсациями с помощью сеток или перфорированных поверхностей приводит к уменьшению амплитуды основного импульса.

К положительным качествам излучателя типа электрогидравлического удара относятся: весьма большое рабочее давление при короткой длительности импульса, а следовательно, при использовании в звуковой геолокации — высокая разрешенность сигналов, отраженных от границ пластов небольшой мощности; излучение в широком спектре частот с максимумом энергии в полосе от 100 до 1500 *гц*, что позволяет осуществлять прием в наиболее удобном диапазоне спектра; сравнительная простота устройств, обеспечивающих работу излучателя; простота конструкции излучающего элемента.

К сожалению, излучатели этого типа недостаточно разработаны и имеют недостатки принципиального характера: необходимость применять высокие (порядка 10 *кв*) напряжения в корабельных условиях создает опасность для обслуживающего персонала и команды судна, из-за чего приходится принимать меры по обеспечению техники безопасности, усложняющие аппаратуру; не найдена долговечная конструкция излучающего элемента; габариты накопительных емкостей велики; излучение происходит в широком диапазоне частот, а прием — в сравнительно узкой полосе, большая часть энергии расходуется бесполезно (однако излучение в широкой полосе частот имеет и положительную сторону); электроакустический к. п. д. сравнительно низок; амплитуда импульсов давления нестабильна от удара к удару; интенсивные вторичные захлопывания создают помехи; из-за ряда специфических особенностей излучаемого импульса и работы возбуждающих устройств генерирование серии импульсов с целью направленного излучения энергии затруднительно. Перечисленные

недостатки излучателя, основанного на использовании электрогидравлического эффекта, ограничивают область его применения и заставляют искать другие пути генерирования мощных акустических импульсов.

Индукционные излучатели

Индукционные излучатели в иностранной литературе часто называются магнитоиндукционными или «бумерами». Они состоят из накопительной емкости, искрового управляемого разрядника, плоской катушки и толстой рабочей мембраны из алюминия. Если мощный электрический импульс пропустить по катушке, то вокруг нее образуется первичное электромагнитное поле, проникающее в мембрану. В мембране наводятся (индуцируются) вихревые токи Фуко, которые имеют свое вторичное электромагнитное поле. Взаимодействие первичного и вторичного полей таково, что возникают пондеромоторные силы, отталкивающие мембрану от катушки. В результате движения мембраны в жидкости, примыкающей к ней, возникает мощный импульс упругих колебаний (рис. 15).

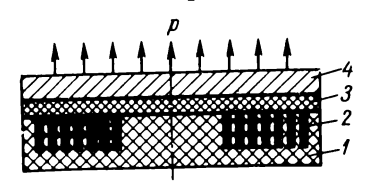


Рис. 15. Схема конструкции индукционного излучателя.

1 — изоляционный корпус катушки; *2* — катушка из медной ленты; *3* — тонкий слой изоляции; *4* — толстая рабочая мембрана (алюминий); *p* — направление движения мембраны и вызванное движением давление.

Величина давления в импульсе зависит от ряда условий, например, количества энергии в накопительных емкостях; индуктивности катушки и соединительных проводов; активного сопротивления катушки, соединительных проводов и материала мембраны; соколеблющейся массы, присоединенной к мембране; толщины мембраны и т. д. Некоторые из этих условий изменяются в период протекания импульса, так как мембрана перемещается относительно катушки. Теоретические исследования по работе индукционного излучателя приводятся в работе Мейфера [1964]. Отметим некоторые из важных соотношений.

Толщина мембраны должна быть такой, чтобы пронизывающее поле не проявлялось на внешней стороне мембраны. При тонкой мембране поле на внешней стороне будет противодействовать отбрасыванию ее от катушки. Индуцированный в мембране ток препятствует проникновению поля, поэтому глубину. проникновения поля можно оценить по глубине проникновения тока δ в мембрану, характеризующей расстояние, на котором ток уменьшается в $\frac{1}{e}$ раз:

$$\delta = \frac{1}{\sqrt{\pi f \mu \sigma}}, \qquad (43)$$

где δ — глубина проникновения; f — частота; μ — проницаемость мембраны; σ — проводимость мембраны.

Если считать мембрану плотно прижатой к катушке, то для этого случая [Eisenmenger, 1961] дается следующее выражение распределения давления p в плоскости мембраны

$$p = 5\frac{n^2}{r}\mu_0 I^2, \tag{44}$$

где n — число витков; r — радиус катушки; μ_0 — магнитная проницаемость; I — сила тока.

Максимальный разрядный ток при этом будет

$$I_{\max} = \sqrt{\frac{C}{L}}\,U\exp\left[-\frac{\pi}{4}R\sqrt{\frac{C}{L}}\right], \tag{45}$$

где $L = \pi n^2 a\mu_0$; a — расстояние между катушкой и мембраной; R — сопротивление потерь; C — емкость зарядного конденсатора. Соответственно, максимальное давление

$$p_{\max} = U^2 C\,\frac{5}{Sa}\exp\left[-\frac{\pi}{4}R\sqrt{\frac{C}{L}}\right], \tag{46}$$

где S — поверхность катушки.

Уравнения (45) и (46) не учитывают противодействия среды, имеющей определенное волновое сопротивление. Оно проявляется как обратный ток, индуцированный в катушке за счет движения мембраны с током. По этим причинам уравнения (45) и (46) могут быть использованы только для приближенных расчетов, погрешность которых возрастает при рабочих напряжениях свыше 10 *кв*. Теория давления, вызванного воздействием электромагнитного поля, дана в книге [Bidsall и др., 1961].

Индуктивность системы катушка — мембрана изменяется в процессе перемещения мембраны. Система имеет большой к. п. д., когда изменение индуктивности за счет движения мембраны велико по сравнению с начальной индуктивностью [Kolm и др., 1962]. Максимальный к. п. д. η использования энергии до момента пикового тока

$$\eta \leqslant \frac{\Delta L}{L_0 + 2\Delta L}, \tag{47}$$

где ΔL — изменение индуктивности во время импульса ускорения; L_0 — индуктивность системы катушка — мембрана в исходном положении.

Если ток нарастает до максимума очень быстро и катушка закорочена, то

$$\eta = \frac{\Delta L}{L_0 + \Delta L}. \tag{48}$$

Из формулы (47) следует, что к. п. д. достигает максимума, равного 50%, при стремлении L_0 к нулю, вообще же к. п. д. увеличивается с уменьшением L_0, поэтому катушки индукционного излучателя

стремятся конструировать с возможно меньшим числом витков. Помимо этого, к. п. д. снижается за счет потерь энергии в катушке и мембране, пропорциональных I^2R. Потери этого рода в мембране

$$W_{\text{п}} = \frac{1}{2} R_s |\vec{I}_2|^2,$$

где $\vec{I}_2$ — плотность поверхностного тока;

$$R_s = \sqrt{\frac{\pi f \mu}{\sigma}}.$$

Таким образом, потери энергии обратно пропорциональны корню квадратному из проводимости, следовательно, для получения равного давления мембрана из материала с большей проводимостью требует меньшей мощности.

Длительность импульса давления определяется временем разряда накопительной емкости на нагрузку. Практически длительность импульса определяется импедансами нагрузки и накопительной емкости. Если допустить в разрядном контуре наличие колебаний [Meagher, 1964], то

$$f = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{1}{LC} - \frac{R^2}{4L^2}}, \tag{49}$$

где величины L, C и R взяты для последовательного разрядного контура.

Из уравнения (49) можно определить время нарастания импульса. Если при пиковом токе мембрана зажата, то время затухания определится постоянной времени $\frac{L}{R}$ разрядного контура.

Т. Ф. Мейфером проведены эксперименты с индукционным излучателем в воздухе. Установка имела накопительную емкость 120 *мкф*, которая заряжалась до энергии 24 *кдж*. Катушка была намотана из 30 витков медной ленты сечением 12,7 × 0,76 *мм* с изоляцией из стеклянной ленты, кроме того, катушка заливалась диэлектрической смолой. Внутренний диаметр катушки 36 *мм*, наружный — около 110 *мм*. Мембрана изготавливалась из алюминия или бериллия толщиной 50,8 и диаметром 88,9 *мм*. Самоиндукция системы в начальном положении L_0 = 50 *мкгн*, при максимальном удалении мембраны — 30 *мкгн*. Расчетный максимальный к. п. д. 28%, большая величина L_0 объясняется значительным (3,2 *мм*) зазором между мембраной и катушкой. Длительность импульсов от 10 *мксек* до 1 *мсек*. При использовании малоиндуктивных накопительных емкостей возможно получить длительность импульса до 1 *мксек*. При испытаниях с мембраной весом 227 *г* зарегистрированы силы свыше 22 700 *кГ* и ускорения 100 000 *g*, а с мембраной весом 22,7 *кг* — 1000 *g*.

При экспериментах В. Эйзенмейгера, выполнявшихся с накопительной емкостью 0,8 *мкф*, напряжением 20 *кв*, катушкой с 50 витками, получены: ток 400 *а*, длительность импульса 2 *мксек* и давле-

ние в воде 200 *ат*. Конденсатор емкостью 7,5 *мкф*, заряженный до 12 *кв*, создает той же катушкой ударную волну с давлением 650 *ат* и длительностью 5 *мксек*.

Разработанный И. В. Херсеем, Х. Е. Эдгертоном и др. [Hersey и др., 1960, 1961] индукционный излучатель для звуковой геолокации имеет накопительные емкости 160 *мкф*, работающие при напряжении 4 *кв*. Мембрана из алюминия диаметром 46 *см* и толщиной 0,6 *см* в воздухе отбрасывалась на 9 *м*, а в воде на 1,2 *см*. Максимальное значение тока достигало 1600 *а* при длительности импульса 0,5 *мсек*, а акустическое давление от 0,5 до 2 *ат* на расстоянии 90 *см*. Электроакустический к. п. д. составлял приблизительно 10%. Через несколько миллисекунд после основного импульса наблюдался повторный удар, происхождение которого объясняют кавитационными явлениями. Кроме того, наблюдалась синусоидальная волна на частоте 125 *гц*, связанная с колебаниями мембраны.

Для устранения отражений от поверхности воды индукционный излучатель помещался в дне шлюпки, над катушкой располагалась противодействующая масса (бетонный блок) весом 150 *кг* [Bowers, 1963а]. Мембрана поддерживалась на стержне в центре, электрическая мощность излучателя — 1 *кдж*, сопротивление электрического кабеля 0,06 *ом*.

Х. Е. Эдгертон [Edgerton, Hayward, [1964] для уравновешивания пондермоторных сил применил две симметрично расположенные катушки по 45 витков с самостоятельными мембранами. Учитывая соотношение между максимумом излучения (в низкочастотной части спектра 40—200 *гц*) и диаметром мембраны (46 *см*), эта система была ненаправленной, поэтому она буксировалась при вертикальном расположении мембран по отношению к поверхности воды. При энергии 13 *кдж* и напряжении 4 *кв* вторичный удар наблюдался через 6 *сек*. Отмечено, что при увеличении статического давления воды (при заглублении излучателя) излучаемое давление сильно снижается, причем это заметно уже при заглублении в 6 *м*. На глубине 100 *м* излучение практически отсутствовало.

По нашему мнению, это связано с характером кавитационных процессов в системе катушка — мембрана. При первоначальном движении мембраны от катушки происходит увеличение объема между ними, причем из-за громадного ускорения мембраны (сотни — тысячи *g*) перетекание воды извне исключается. Быстрое увеличение объема растягивает находящуюся в зазоре жидкость и вызывает ее кавитацию, которая не только приводит к разрушению мембраны и изоляции катушки, но и требует энергетических затрат. Лабораторные эксперименты подтверждают это положение. Движение мембраны в обратном направлении (к катушке) способствует быстрому захлопыванию кавитационных полостей и также вызывает разрушение. Известно, что энергия, необходимая для образования кавитационных разрывов жидкости, сильно возрастает с увеличением статического давления. В нашем случае это приводит к тому, что все бóльшая и бóльшая часть энергии электрического импульса

расходуется на образование кавитационной зоны в зазоре между мембраной и катушкой. Наконец, при статических давлениях около 10 *ат* электрической энергии уже недостаточно для образования кавитационной зоны; испарение жидкости не происходит, следовательно, объем рассматриваемого зазора не увеличивается и движение мембраны отсутствует.

Автором и сотрудниками (В. В. Дубовов, С. Н. Бирюков, И. М. Ширяев) наряду с другими конструкциями исследовался (1962 г.) герметичный индукционный излучатель с заполнением зазора мембрана — катушка воздухом. Затраты энергии на образование кавитационной полости при этом исключались, но наблюдалось интенсивное всасывание воды через сочленения конструкций, от которого частично можно избавиться путем создания резервной камеры, связанной сильфоном с внешней средой. Это же достигается путем «поддува» вентилятором воздуха в промежуток мембрана — катушка. Обычно в звуковой геолокации индукционные излучатели помещаются на глубину 1—1,5 *м* от поверхности воды, при этом потери энергии вышерассмотренного характера малы.

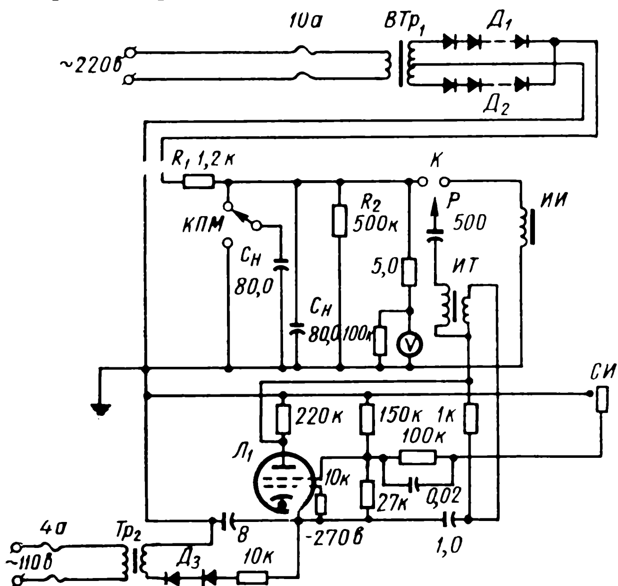


Рис. 16. Принципиальная электрическая схема возбуждения индукционного излучателя.

Устройства для возбуждения индукционного излучателя (рис. 16) [Bekmann и др., 1960] практически не отличаются от устройств, возбуждающих электрогидравлический удар. Разница состоит в том, что индукционный излучатель возбуждают, как правило, на более низких напряжениях (4 *кв*), так как трудно создать изоляцию, выдерживающую высокие напряжения.

Принцип действия схемы (рис. 16) заключается в следующем. Переменное напряжение (220 *в*) через предохранители (10 *а*) подается на высоковольтный повышающий трансформатор $ВТр_1$.

Высокое напряжение (3,6—3,8 *кв*) выпрямляется по двухполупериодной схеме диодами $Д_1$ и $Д_2$ и поступает через ограничивающее сопротивление R_1 на накопительные конденсаторы $C_н$, которые разделены на две секции по 80 *мкф*. Ключом *КПМ* можно включать установку на полную мощность (параллельное включение секций конденсаторов) или на половинную. Сопротивление R_2 служит для снятия заряда с накопительных конденсаторов по окончании работы, а вольтметр V — для контроля напряжения. Искровой разрядник $К$ управляется подачей высокого напряжения (15—18 *кв*) на поджигающий электрод P. Для этого на тиратрон $Л_1$ подается с регистратора синхронизирующий импульс (СИ), резкое изменение тока, протекающего через тиратрон, передается в первичную обмотку импульсного трансформатора (ИТ), функции которого выполняет бобина. В результате этого во вторичной обмотке индуцируется высоковольтный импульс поджига, создающий ионизацию искрового разрядного промежутка. Схема тиратронного запуска обычно может работать как в режиме замыкания, так и в режиме размыкания цепи, последний режим предпочтительней. В результате ионизации сопротивление разрядного промежутка $К$ резко падает и оно пробивается за счет напряжения накопительных емкостей $C_н$, которые замыкаются на индукционный излучатель *ИИ*. На схеме не указаны электрические блокировочные устройства и сигнализаторы, предназначенные для защиты обслуживающего персонала от случайного прикосновения к высоковольтным частям схемы. Из-за большой энергии накопительных емкостей такие прикосновения опасны.

Для увеличения акустического давления может применяться одновременное возбуждение нескольких идентичных индукционных излучателей. Поскольку современные индукционные излучатели ненаправленные $\left(\frac{d}{\lambda} < 1\right)$, то при близком расположении их и при излучении каждого излучателя в пространство (излучатели не помещены в экран) акустическое сопротивление каждого из них, как известно из акустики, возрастает в число раз k, равное количеству параллельно работающих излучателей. Это приводит к увеличению интенсивности, измеренной по нормали к поверхности излучателей, только в k раз, тогда как при достаточно большом удалении излучателей друг от друга интенсивность увеличивается в k^2 раз.

К положительным качествам индукционных излучателей относятся: большая излучаемая акустическая мощность; сравнительно большой диапазон спектра излучаемых частот с максимумом в пределах от 70 до 1000 *гц*; простота конструкции и устройств возбуждения; более высокий, чем у электрогидравлического излучателя, к. п. д. (на напряжениях до 10 *кв*); удовлетворительная стабильность формы излучаемого импульса.

Наиболее крупным недостатком индукционного излучателя является его подверженность кавитационным разрушениям, которые приводят к эрозии мембраны и серьезным повреждениям изоляции

катушки. Устройства, обеспечивающие работу индукционного излучателя, имеют те же отрицательные стороны, что и аналогичные блоки при электрогидравлическом способе возбуждения колебаний.

Излучатели на основе взрыва смеси газов

В определенных пропорциях пропан (бутан) и кислород образуют смесь, воспламеняющуюся от искры с выделением больших объемов продуктов горения. Если этот процесс происходит в закрытой с одной стороны трубе, то распространение горения вдоль трубы приводит к образованию детонационной волны на некотором ее участке. Излучатели на основе взрыва смеси газов называются газовыми излучателями. Исходя из описанного принципа, взрывная камера газового излучателя состоит [Beckmann et al., 1959] из патрубков *1* (рис. 17), по которым проводятся раздельно пропан и кислород; смесительной камеры этих компонент *2*; проницаемой для смеси газов перегородки — фильтра *3*, который служит для отделения смесительной камеры от взрывной и предотвращения взрыва газов в смесительной камере; взрывной камеры *4*; разнесенных поджигающих электродов *5*; стального корпуса газового излучателя *6*. Кроме взрывной камеры в комплект газового излучателя входят баллоны с кислородом и жидким пропаном, испаритель для подогрева жидкого пропана до испарения, компрессор для поддержания на определенном уровне давления газа, ручные или электрические вентили, шланги для подведения газов к взрывной камере, измерительные приборы. Возможны и другие конструкции газового излучателя.

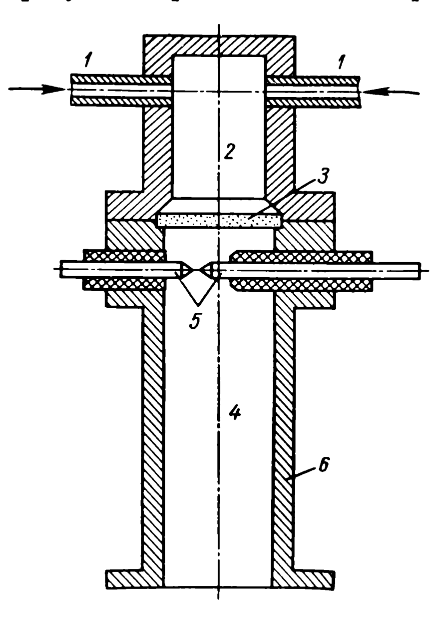


Рис. 17. Излучатель на основе взрыва смеси пропана с кислородом (газовый излучатель).

Газ из баллонов при определенном расходе непрерывно поступает в смеситель под давлением около 2 *ат*. На 450 *г* жидкого пропана нужно 0,8 $м^3$ кислорода. В одной из конструкций взрывная камера имеет длину 6,6 *м* и диаметр 5—20 *см*. После заполнения взрывной камеры смесью газов на поджигающие электроды, которые могут быть выполнены в виде автомобильной свечи, подается высоковольтный импульс, воспламеняющий смесь. Схема поджига аналогична приведенной на рис. 16. Открытый конец трубы примерно на 1 *м*

погружается в воду; если излучатель буксируется за судном, то он может весь находиться в воде. При объеме камеры в 25 *л* взрыв эквивалентен 100 *г* тротила.

Максимум излучаемого спектра частот приходится на 30—70 *гц*. Частота повторения взрывов 1—2 в секунду [Beckmann, 1960].

Газовые излучатели, наиболее мощные из всех рассмотренных выше, что в сочетании с низкими излучаемыми частотами позволяет получать наибольшую глубинность звуковой геолокации. Однако газовые излучатели громоздки, опасны в эксплуатации. Они не свободны от резкого повторного удара, связанного с захлопыванием газового пузыря, нейтрализация которого требует дополнительных расходов газа. Попытки использовать вместо кислорода воздух привели к значительному уменьшению давления во фронте взрывной волны.

Каждому из рассмотренных излучателей присуща своя форма импульса. В работе А. В. Калинина и др. [1964а, б] рассматривается зависимость глубинности геолокации от формы импульса в случае безграничной изотропной среды с линейным и квадратичным законами изменения коэффициента поглощения α от частоты. Интенсивность излучаемых колебаний в случае излучения «видеоимпульса» убывает пропорционально первой или второй степени от расстояния, а в случае «радиоимпульса» — не медленнее, чем по экспоненте с зависимостью ее крутизны от частоты заполнения импульса.

Для случая квадратичной зависимости коэффициента поглощения от частоты в этой работе выполнен сравнительный расчет глубинности геолокации при возбуждении «видеоимпульса» колокольной формы $f(t) = e^{-\beta^2 t^2}$ и «радиоимпульса» вида $f(t) = e^{-\beta^2 t^2} e^{j\omega t}$. Для указанного «видеоимпульса» расчет проводится по формуле (в символах, принятых в нашем изложении, и с исправлением коэффициента в знаменателе)

$$I_1 = \frac{P_1}{4\pi (2h)^2} \cdot \frac{1}{3(1+8\beta^2\alpha_0 h)} \sqrt{\frac{\pi}{2}} K_2^2 (1-K_1^2)^2, \quad (50)$$

где I_1 — интенсивность колебаний в точке приема; P_1 — импульсная акустическая мощность источника; K_1 и K_2 — коэффициенты отражения от границ раздела; α_0— коэффициент поглощения; h — глубина до отражающей границы.

Расчет выполнен А. В. Калининым и др. для случая $h \gg h_в$, где $h_в$ — глубина воды. При мощности $P_1 = 10^5$ *вт*, длительности импульса порядка 10 *мксек*, коэффициенте отражения $K_1 = K_2 \approx 0{,}3$ и коэффициенте поглощения $\alpha_0 = 5 \cdot 10^{-2}$ *сек*^{2}/*м* окончательная формула принимает вид:

$$I_1 \approx \frac{10^3}{256\pi h_1^3} \sqrt{\frac{\pi}{2}}, \ вт/м^2. \quad (51)$$

Для вышеуказанного «радиоимпульса» при рабочей частоте $f_0 = 10$ *кгц*, длительности импульса $\tau = 2 \cdot 10^3$ *сек* и мощности $P_0 = 10^3$ *вт* получена формула

$$I_2 = \frac{10^3}{64\pi h_2^2} \sqrt{\frac{\pi}{2}} e^{-0{,}4 h_2}, \ вт/м^2. \quad (52)$$

Если интенсивность принимаемого сигнала вдвое превосходит уровень шумов моря и равна $I_{1,2} \geqslant 10^{-8}$ *вт/м²*, то $h_1 \approx 420$ *м*, а $h_2 \approx 30$ *м*. На основании такого сравнения делается вывод о преимуществах ударного способа возбуждения акустических колебаний по сравнению с возбуждением импульсов в виде отрезка синусоиды, аналогичные результаты получены и в ВИТРе по другой методике исследований.

В настоящее время технически проще получить большие излучаемые мощности при генерировании «видеоимпульсов», чем «радиоимпульсов». Однако, как мы видели, вибраторы имеют ряд положительных качеств — сравнительно острые характеристики направленности, надежность и высокую стабильность в работе. Если допустить, что будет создан конструктивно простой и мощный низкочастотный излучатель упругих колебаний в виде отрезка синусоиды, то он, с учетом сосредоточения энергии в узкой полосе низких частот и коэффициенте концентрации порядка нескольких десятков, будет обеспечивать глубинность в несколько сот метров.

В проливе Лонг-Айленд [Smith, 1958] выполнялись исследования с геолокатором мощностью 2500 *вт* на частоте 6 *кгц* и длительностью импульса от 1 до 9 *мсек*, в результате которых получена глубинность свыше 130 *м*, а с установкой акустических систем на дно — 250 *м*. Этот эксперимент подтверждает вывод о том, что наряду с разработкой излучателей ударного типа необходимо искать пути создания простых мощных низкочастотных генераторов импульсов в виде отрезка синусоиды или затухающей синусоиды.

Таким образом, в настоящее время еще отсутствуют излучатели, которые не имели бы крупных недостатков и могли бы длительное время работать в аппаратуре звуковой геолокации без замены деталей при приемлемых энергетических затратах и больших излучаемых мощностях.

Перспективы, открывающиеся в связи с применением метода звуковой геолокации, заставляют ученых многих стран настойчиво искать решения центральной задачи, тормозящей в настоящее время более широкое внедрение геолокации — создание надежных мощных излучателей. Несомненно, эта сложная задача со временем будет решена.

§ 2. Приемные устройства (приемники акустических колебаний)

В аппаратуре звуковой геолокации в качестве приемных устройств используются электроакустические преобразователи, реагирующие на изменение давления в среде. Иногда по аналогии с гидроакустикой они называются гидрофонами, в дальнейшем изложении применяется термин «приемники».

Наиболее широкое распространение в звуковой геолокации нашли керамические приемники, использующие пьезоэлектрический эффект некоторых материалов, а также магнитострикционные при-

емники, устройство и принцип действия которых, в силу обратимости эффекта магнитострикции, не отличается от рассмотренных выше магнитострикционных излучателей.

Пьезоэлектрический эффект состоит в том, что в процессе деформации в некоторых материалах (кварц, сегнетова соль, поляризованные керамики — титанат бария, цирконат титаната свинца и др.) возникают электрические потенциалы на их поверхностях. Пьезоэлектрический эффект обратим. Если поверхности деформируемого кристалла соединены с электрической цепью, то в ней возникает ток, пропорциональный приложенному к кристаллу давлению. Пьезоэлектрический эффект широко применяется в технике и описан в литературе [Ананьева, 1963; и др.].

В мощных геолокаторах II и III классов наиболее часто применяется пьезокерамика в виде тонкостенных цилиндров с радиальной поляризацией, имеющая равномерную чувствительность в звуковом диапазоне частот. Одна из конструкций такого приемника приведена на рис. 18. Чувствительный элемент *1*, имеющий серебряное покрытие на внутренней и наружной поверхностях, помещается между изоляционными шайбами *2*, закрепленными металлическими стяжками *3*, которые служат для защиты элемента от механических повреждений. К серебряным покрытиям элемента припаиваются токосъемные проводники *4*. Приемник помещается в хлорвиниловый шланг, наполненный под давлением 1—2 *ат* электроизоляционной жидкостью (например, чистым соляром) для создания акустического контакта между приемником и водой, а также для придания косе нейтральной плавучести. Отдельные элементы крепятся друг с другом вспомогательными изолированными проводами. Хлорвиниловый шланг с пьезоэлектрическими приемниками называется акустической косой (в сейсморазведке — сейсмической косой) и буксируется на кабель-тросе за судном. Отраженные от границ раздела горных пород акустические импульсы принимаются при распространении от дна к поверхности воды, а затем второй раз принимаются ненаправленными приемниками после отражения от поверхности воды. Отражения от поверхности особенно сильны при спокойном море и ослабевают при волнении за счет беспорядочного отражения (при длинах морских волн, соизмеримых с акустическими волнами). Если коса буксируется близко к поверхности воды, то на низких частотах проявляется интерференция прямой и отраженной от поверхности воды волн. Для импульсов в виде отрезка синусоиды давления за счет интерференции будут иметь

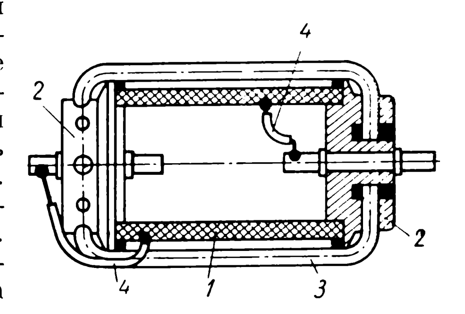


Рис. 18. Конструкция пьезоприемника.

максимумы при заглублениях приемников на $\frac{\lambda}{4}$ и далее — кратных $\frac{\lambda}{4}$ [Зверев, 1964]. Следовательно, выгодно буксировать косу с заглублением на $\frac{\lambda}{4}$, однако при сравнительно высоких частотах величина λ мала, выдержать точно заглубление не удается и коса буксируется с заглублением, заведомо бóльшим нескольких длин волн. Для погружения косы на заданную глубину иногда применяется груз, подвешиваемый на кабель у судна, аналогично тому, как это делается в морской сейсморазведке [Юров, Вартанов, 1959].

Чувствительность одиночного приемника определяется отношением э. д. с. E к давлению p_0, вызвавшему возникновение э. д. с. Для тонкостенного цилиндрического радиально поляризованного приемника с внешним диаметром, равным $2r$, статическая чувствительность определяется формулой

$$\frac{E}{p_0} = rg_{31} = 4{,}7\, r, \qquad (53)$$

где постоянная $g_{31} = \frac{4\pi d_{31}}{\varepsilon}$, d_{31} — поперечный пьезоэлектрический модуль керамики, ε — диэлектрическая проницаемость керамики. Обычно значения d_{31} и g_{31} приводятся в системе СГС, пересчет в единицы системы СИ приводится ниже:

$$d_{31}\left[\text{см}^{\frac{1}{2}} \cdot \text{г}^{-\frac{1}{2}} \cdot \text{сек}\right] = d_{31}\,[\text{ед. СГСЭ}/\text{дин}] = 3 \cdot 10^9 d_{31}\,[\text{к}/\text{дин}] =$$
$$= 3 \cdot 10^4 d_{31}\,[\text{к}/\text{н}] = 300\, d_{31}\,[\text{см}/\text{в}] = 3 \cdot 10^4 d_{31}\,[\text{м}/\text{в}];$$

$$g_{31}\left[\text{см}^{\frac{1}{2}} \cdot \text{г}^{-\frac{1}{2}} \cdot \text{сек}\right] = g_{31}\,[\text{см}^2/\text{ед. СГСЭ}] =$$
$$= \frac{1}{3} \cdot 10^{-9} g_{31}\,[\text{см}^2/\text{к}] = \frac{1}{3} \cdot 10^{-5} g_{31}\,[\text{в} \cdot \text{м}/\text{н}].$$

Численное значение чувствительности в формуле (53) приведено для средних значений керамики титаната бария, причем, если r в *см*, то чувствительность будет в *мкв·см²/дин*, т. е. *мкв/акбар*. Из формулы (53) видно, что чувствительность не зависит от толщины и высоты цилиндра, а прямо пропорциональна его радиусу.

Отметим, что чувствительности тонкостенного цилиндра и тонкостенной сферы того же радиуса равны.

Немаловажное значение для использования пьезокерамики имеет емкость приемника. Керамика, имеющая небольшую собственную емкость $C_к$, обладает для данной частоты $f = \frac{\omega}{2\pi}$ большим реактивным (емкостным) сопротивлением и подсоединение к ней кабеля со значительной емкостью может оказать сильное шунтирующее действие. Это объясняется тем, что внутреннее сопротивление керамики как генератора напряжения для исключения перегрузок должно быть много меньше сопротивления нагрузки (в данном слу-

чае — реактивного сопротивления кабеля). Емкость цилиндрической керамики определяется соотношением

$$C_{\text{к}} = \frac{\varepsilon r h}{2\delta}, \tag{54}$$

где h — высота цилиндра; δ — толщина стенки цилиндра.

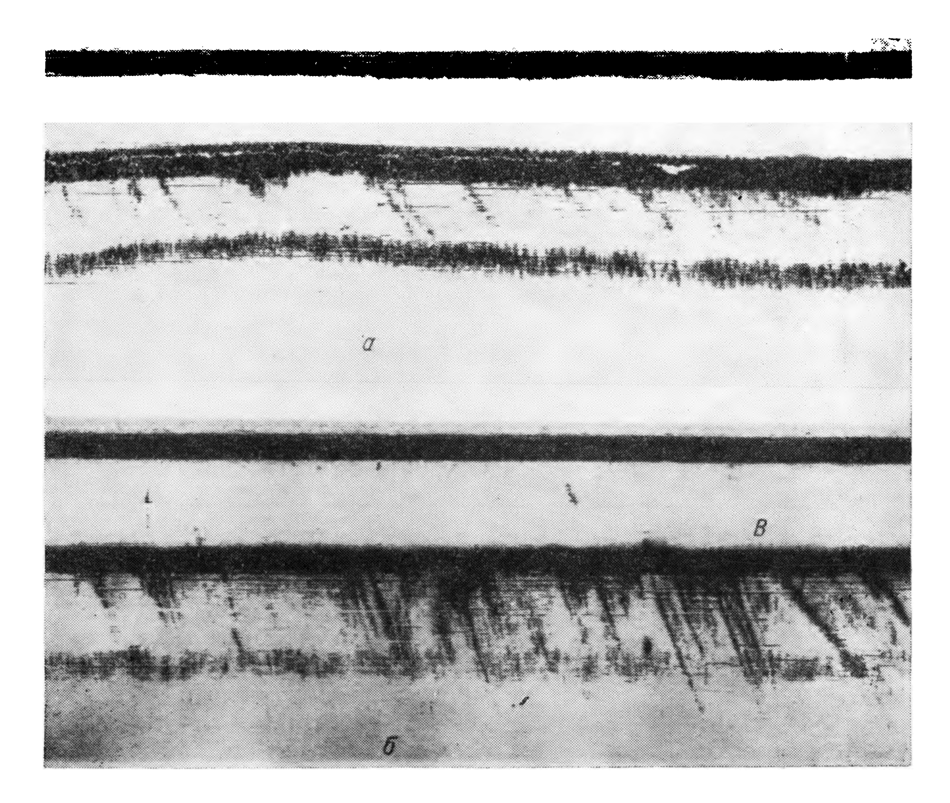


Рис. 19. Влияние наклона характеристики направленности акустической системы. *а* — при вертикальном положении характеристики направленности; *б* — при наклоне на угол, равный углу падения пластов.

Реактивное (емкостное) сопротивление цилиндрического приемника определяется выражением

$$x_C = \frac{1}{\omega C_{\text{к}}} = \frac{2\delta}{\omega \varepsilon r h}, \tag{55}$$

т. е. с увеличением толщины цилиндра возрастает его реактивное сопротивление за счет уменьшения емкости. Удельная проводимость керамики титаната бария при нормальных температурах $4 \cdot 10^{-15}$ *м*/(*ом* · *мм*^{2}), поэтому активное сопротивление керамики очень велико (десятки — сотни *Мом*) и в данных расчетах не учитывается.

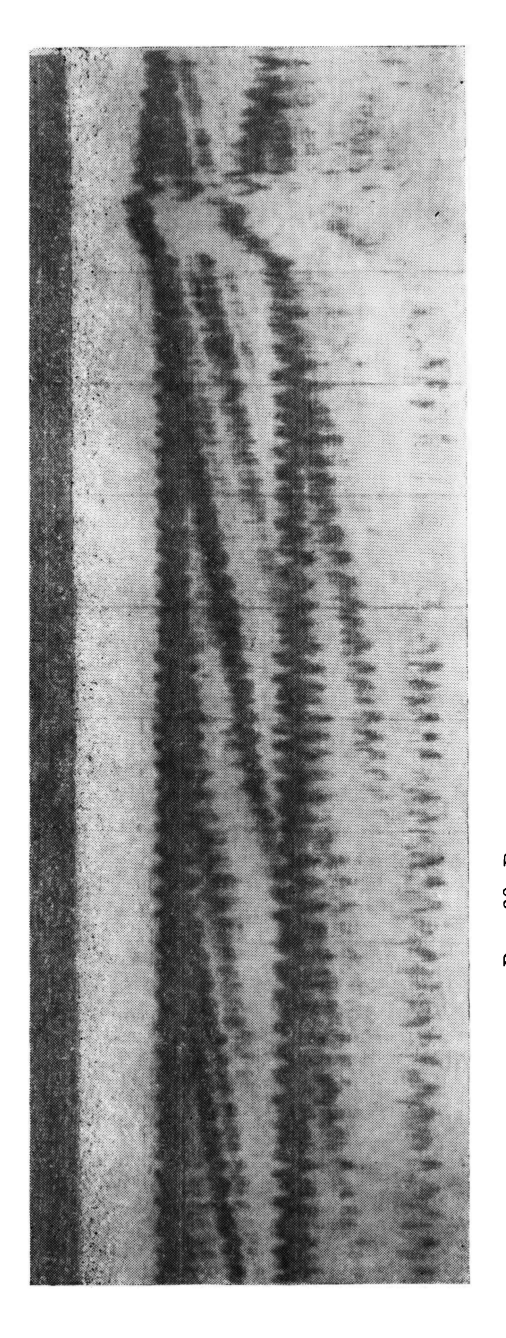


Рис. 20. Влияние волнения моря на характер записи.

Отдельные керамические пьезоприемники можно соединять с учетом их полярности в последовательно-параллельные группы, соответственно увеличивая или уменьшая суммарную емкость и чувствительность. Разнос приемников на некоторое расстояние создает направленную систему (см. гл. I, § 2). Характеристики направленности могут быть получены и вводом искусственных (электрических) временных задержек [Петров, 1962б] между приемниками. Использование линий задержек с отводами и коммутации [Хортон, 1961] позволяет осуществлять перемещение главного максимума характеристики направленности в пространстве, что эквивалентно наклону или повороту всей группы (базы) приемников. Такой прием в звуковой геолокации полезен для увеличения интенсивности сигнала, отраженного от наклонных границ раздела.

Эксперименты с наклоном акустической системы геолокатора ЗГЛ-2 выполнялись ВИТРом в 1962 г. на крыле антиклинальной складки Сангачалы — Дуванный-море (Бакинский архипелаг). При горизонтальном расположении акустической системы запись слоистости была нечеткой или совсем отсутствовала (рис. 19, *а*); при

углах наклона системы, близких к углам падения отражающих границ, запись получалась четкой и глубинность локации увеличивалась (рис. 19, *б*). В правой части эхограммы (точка *В*) видно угловое несогласие между залеганием пород апшеронского и древнекаспийского возраста. Интересно отметить, что при многократном прохождении по профилю с различными углами наклона акустической системы на эхограммах лучше выделялись те породы, углы падения которых соответствовали наклону акустической системы. Интерпретация материалов эксперимента показала возможность определения истинных углов падения пластов горных пород по наклону характеристик направленности акустической системы. Кроме того, наклон системы создает условия для определения средних скоростей распространения акустических волн в горных породах путем измерения времени вступления отраженных сигналов или их амплитуд [Волкова, Соколов, 1964].

Необходимо отметить, что точность определения средних скоростей и углов падения слоев тем выше, чем острей угол раствора главного максимума θ характеристики направленности акустической системы. Однако, если приемо-излучающая система жестко связана с корпусом судна, то при малых углах даже при небольшом волнении моря нарушается непрерывность записи отражающих горизонтов. Влияние качки судна на качество эхограмм видно из рис. 20, полученного при волнении 4—5 баллов с акустической системой, имеющей угол раствора главного максимума $\theta = 26°$. При волнении 4—5 баллов ровные отражающие поверхности регистрируются зубчатыми, а при большей высоте волны запись начинает прерываться.

§ 3. Усилители и фильтры

Для усиления малых напряжений, снятых с пьезоприемника, в звуковой геолокации применяются ламповые и полупроводниковые усилители. Усилители геолокационной аппаратуры подразделяются на предварительные усилители, усилители напряжения и усилители мощности.

Предварительные усилители располагаются в непосредственной близости к пьезоприемникам (в косе) и предназначаются для исключения влияния емкости кабеля, соединяющего приемник с усилителем напряжения, а также для первоначального усиления малых напряжений, снятых с приемника (обычно составляющих десятки микровольт — десятки милливольт), до напряжения, достаточного для трансляции сигналов по кабелю. Особое внимание при этом обращается на согласование сопротивлений пьезоприемников с входными цепями предварительного усилителя. Если влияние емкости $C_п$ соединительных проводов пренебрежимо мало по сравнению с емкостью $C_к$ приемника, $C_к \gg C_п$, а входное сопротивление R предварительного усилителя имеет активный характер, то, учитывая только влияние $C_к$ и пренебрегая другими сопротивлениями

цепи, можно составить простую эквивалентную электрическую схему. Представим приемник в виде последовательно соединенного генератора напряжения $U_к$ и емкости $C_к$ приемника, а нагрузку — последовательно соединенного с ними сопротивления R. Необходимо установить влияние этой цепи на напряжение на входе предвари-

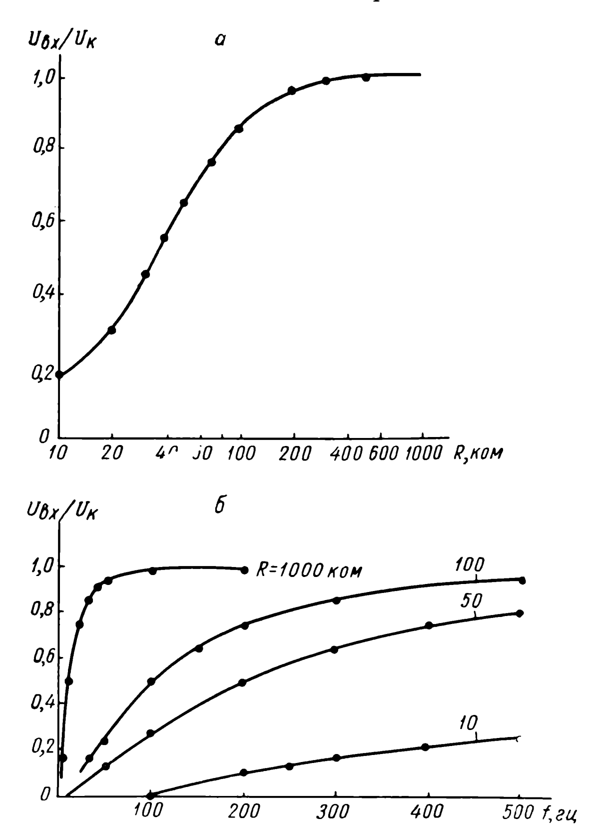


Рис. 21. Влияние емкости пьезокерамики и входного сопротивления усилителя на частотные характеристики аппаратуры.

тельного усилителя $U_{вх}$ по сравнению с исходным напряжением $U_к$. Решая эквивалентную схему относительно этих величин для стационарных колебаний, имеем

$$\frac{U_{вх}}{U_к} = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{1}{R} x_{C_к}\right)^2}} = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{1}{R\omega C_к}\right)^2}}. \qquad (56)$$

Угол сдвига фаз φ равен

$$\operatorname{tg}\varphi = \frac{1}{R} x_{C_к} = \frac{1}{\omega R C_к}. \qquad (57)$$

Из уравнений (56, 57) видно, что при постоянной емкости приемника и одном и том же напряжении на пьезоприемнике, уровень сигнала на входе усилителя будет тем больше, чем больше входное сопротивление R; величина фазового сдвига при тех же условиях уменьшается с увеличением R. Например, при использовании одного пьезоприемника с емкостью 9000 *пф* для приема сигналов с электрогидравлическим излучателем, имеющим максимум спектра на частоте 300 *гц*, зависимость $\frac{U_{вх}}{U_к}$ выражается графиком, приведенным на рис. 21, *а*.

В звуковой геолокации используется только один регистрирующий канал, поэтому постоянные фазовые сдвиги (57) не играют существенной роли и не учитываются, даже если регистрируется динамика сигнала.

В соотношение (56) входит кроме входного сопротивления частота, следовательно, рассмотренная эквивалентная цепь оказывает влияние на амплитудно-частотную характеристику сквозного приемного тракта. Очевидно, что чем меньше R и f, тем сильнее будет «завал» частотной характеристики на низких частотах. Зависимость $\frac{U_{вх}}{U_к}$ от частоты для одиночного приемника с емкостью $C_к$ = 9000 *пф* и различными величинами R приведена на рис. 21, *б*.

Главное следствие, которое вытекает из формулы (56) и приведенных графиков, заключается в том, что входная цепь предварительного усилителя должна быть достаточно высокоомной. С учетом этого обстоятельства дальнейшая схема предварительного усилителя может иметь любой вид, обеспечивающий заданные параметры по коэффициенту усиления (равному обычно около 100), частотной характеристике, уровню шумов и т. д. Расчет и особенности схемных решений импульсных широкополосных усилителей рассматриваются в специальных курсах радиотехники (например, [Цыкин, 1960]). Отметим только, что для уменьшения потерь на кабеле длиной 70—150 *м*, соединяющем предварительный усилитель с судовой аппаратурой, предварительный усилитель имеет на выходе катодный повторитель. Для защиты усилителя от перегрузок при больших уровнях сигналов, например, при близких взрывах, применяются системы, пропускающие малые сигналы и срезающие большие. В простейшем случае такие устройства состоят из двух параллельно соединенных разными полярностями диодов. Динамические характеристики интенсивных сигналов при этом искажаются. Питание схемы предварительного усилителя осуществляется по кабелю с судна или местной батареей.

Иногда вместо предварительного усилителя используется понижающий трансформатор. В этом случае трудно осуществить передачу сигналов в широком диапазоне частот. Кроме того, трансформатор снижает и без того малый уровень входного сигнала, поэтому появляется необходимость резко увеличивать чувствительность приемной системы.

Усилитель напряжения предназначается для усиления сигнала, поступившего с выхода предварительного усилителя, до напряжения, достаточного для раскачки каскадов усилителя мощности. Входная цепь усилителя напряжения согласуется с выходом предварительного усилителя. На входе или после первых каскадов включаются фильтры, которые имеют низкоомный вход, поэтому им предшествует катодный повторитель. Наиболее часто применяются *RC*- или *LC*-фильтры верхних и нижних частот с крутизной 18—24 *дб* на октаву, так как их независимое сочетание позволяет пропускать в рабочем диапазоне практически любые полосы частот. Граничные частоты фильтров выбираются по любому принципу, например, по октавному (ЗГЛ-3): 10; 20; 40; 80; 160; 320 *гц*. В канадском геолокаторе «Марк-2А» граничные частоты фильтра нижних частот равны 100; 130; 169; 220; 286; 371; 483; 627; 816; 1016; 1380; 1790; 2330; 3030 *гц*, а фильтра верхних частот — 20; 30; 45; 68; 101; 152; 178; 342; 513; 769; 1150; 1730 *гц*. Рабочая полоса частот устанавливается фильтрами в процессе работы и зависит как от задачи геолокации, так и от уровня шумов, спектра излучателя и т. д.

Геолокационные работы по изучению верхней части разреза донных отложений выполняются на более высоких частотах, чем глубинная геолокация. В то же время сигналы от дна и ближайших к нему напластований, приходящие по времени раньше глубинных, как правило, наиболее интенсивны и для их регистрации не требуется больших коэффициентов усиления, тогда как регистрация глубинных сигналов требует больших коэффициентов усиления. На этих особенностях уровней сигналов основаны устройства временной автоматической регулировки усиления (ВАРУ), плавно изменяющие усиление от момента излучения до момента окончания цикла приема по заданному закону. Применение ВАРУ приводит к непрерывному искажению сигнала, но уровень слабых и интенсивных сигналов после ВАРУ выравнивается. Для этих же целей иногда применяются логарифмические усилители, а также двухканальный прием и регистрация. Один из каналов регистрирует высокочастотные сигналы, а другой — низкочастотные. Регистраторы (самописцы) могут быть как автономными, так и совмещенными — на одной ленте ведется запись обоих каналов. В последние годы в аппаратуре звуковой геолокации начала применяться магнитная запись сигналов. Цепи магнитной записи включаются до фильтров. Это позволяет вести последующую перезапись на различных фильтрациях [Leenhardt, 1963].

Усилители напряжения имеют плавную и ступенчатую регулировку усиления в пределах 80—120 *дб* и гнезда для визуального наблюдения сигналов на осциллографе.

Магнитострикционные приемники, имеющие низкое активное сопротивление обмотки, применения предварительных усилителей не требуют. Усилитель напряжения в этом случае собирается по резонансной схеме и не имеет специальных фильтров. Такое устрой-

ство имеют геолокаторы ЗГЛ-1 и ЗГЛ-2, разработанные в ВИТРе.

Для увеличения глубинности геолокации иногда применяются циклические накопители сигналов, суммирующие на магнитном носителе сигналы от 4 до 16 циклов излучение — прием, а затем с помощью считывающих головок снимающие суммарный сигнал для подачи его на усилитель мощности и регистратор.

Усилители мощности служат для отдачи в нагрузку заданной мощности сигнала. Нагрузкой служит чувствительная электрохимическая или электротермическая бумага. Согласование выходного каскада с бумагой — трансформаторное. В цепях выходного каскада имеются устройства, осуществляющие детектирование сигнала.

Ниже приводятся примерные данные разработанного Е. Ф. Дубровым, С. Н. Бирюковым, В. В. Дубовым, А. И. Пестринским, В. П. Порфировым и др. геолокатора ЗГЛ-3, пригодного для работы с газовым, электрогидравлическим или индукционным излучателями: коэффициент усиления 126 *дб*; рабочий диапазон частот от 10 *гц* до 4,5 *кгц*; динамический диапазон сигнала (отношение максимального сигнала к минимальному) 40—60 *дб*; регулировка усиления плавная и ступенчатая (ступенями через 20 *дб*) до 120 *дб*; питание от сети переменного тока. В сложных сейсмогеологических условиях Балтики с ЗГЛ-3 получена глубинность 300—500 *м* при электрогидравлическом излучателе ($W = 10$ *кдж*, $U = 12$ *кв*).

§ 4. Регистраторы (самописцы) и система синхронизации работы геолокатора

В качестве регистраторов (самописцев) в звуковых геолокаторах применяются несколько видоизмененные фототелеграфные приемные аппараты, известные еще с середины прошлого века. Наибольшее применение нашли самописцы барабанного типа со спиралью и реже самописцы с пером на непрерывной круговой ленте.

Принцип действия первого из них заключается в том, что на вращающемся барабане укрепляется один виток проволоки, являющейся одним из электродов. Вторым электродом служит контактная линейка, расположенная над барабаном. Электрочувствительная бумага помещается между барабаном и линейкой. Барабан жестко закреплен на оси, связанной через редуктор с электромотором, вращающимся с большой точностью. На этой же оси находятся синхронизирующие кулачки, замыкающие контакты цепи запуска излучателя. При вращении барабана точка контактирования спирали с линейкой (через бумагу), к которым подключен выход усилителя мощности, равномерно перемещается поперек бумажной ленты. Этим достигается временная развертка, т. е. разделение сигналов по времени их прихода к приемнику. Если синхронизирующие кулачки установлены относительно спирали так, что излучение происходит всегда в начале развертки, то сигналы от горизонтально расположенной

отражающей границы будут в разные циклы излучения — приема регистрироваться на одном и том же расстоянии от края бумажной ленты; если же отражающая граница наклонная, то последующие сигналы будут приходить с запаздыванием (или опережением) и зарегистрируется наклонная линия. Таким образом, на самописце регистрируется временной разрез напластований горных пород.

Поскольку скорость распространения колебаний в горных породах не известна и меняется от участка к участку, то скорость вращения барабана выбирается такой, что масштаб записи соответствует средней скорости распространения акустических волн в воде (1500 *м/сек*). Этот условный масштаб подлежит корректировке и переводу в истинный при обработке эхограмм. В ряде случаев, например, при регистрации местоположения границ грабенов и горстов, зон разломов, куполов антиклинальных структур и т. д. знание истинного вертикального масштаба не обязательно.

Регистрация ведется на электрочувствительной бумаге (электрохимической или электротермической), которая темнеет при пропускании через нее электрического тока, причем тем сильней, чем больше воздействующий ток (напряжение). Электрохимическая бумага имеет больший динамический диапазон регистрируемых сигналов (до 20 *дб*), но требует увлажнения, запись на ней с течением времени тускнеет и боится сильного светового воздействия. Электротермическая бумага хуже по динамическому диапазону (6—8 *дб*), но не требует увлажнения, не боится светового воздействия, и записи на ней не теряют качества со временем. На практике применяются оба типа бумаги.

Сигналы каждого цикла излучение — прием регистрируются на своем участке бумаги, для этого бумага непрерывно медленно или периодически сдвигается (сматывается в рулон). Скорость движения бумаги выбирается такой, чтобы сигналы, зарегистрированные в соседние циклы, глазом не разделялись. Этим достигается некоторое суммирование сигналов и облегчается выделение (корреляция) полезной информации из беспорядочно приходящих шумов. Если используется регулируемая импульсная протяжка бумаги, то на бумагу периодически наносятся метки времени. Кроме того, все самописцы имеют «оперативную отметку» в виде линии, прочерчивающейся на бумаге при нажатии соответствующей кнопки оператором, при этом на линейку подается напряжение, которое и отмечается на бумаге. Описанный способ регистрации сигналов носит название метода «переменной плотности, или яркостной модуляции», в отличие от метода «амплитудной модуляции», когда развертка осуществляется в координатах амплитуда — время (электроннолучевой трубкой или гальванометром — на движущуюся фотобумагу). Для вращения барабана самописца могут использоваться электромоторы постоянного тока с центробежными регуляторами (применяются в геолокаторе ЗГЛ-2, имеющем масштабы записи по воде 75; 150 и 300 *м* с автоматической фазировкой в пределах утроенного масштаба) или синхронные моторы с питанием от камертонного

генератора (ЗГЛ-3). Последние имеют более высокую стабильность скорости вращения, так как камертонный генератор дает точность до 10^{-6} *сек*. Кроме того, плавно изменяя частоту, можно синхронизировать одновременную работу нескольких самописцев, причем командные импульсы на излучение вырабатывает только один из них. При регистрации коротких импульсов (от электрогидравлического удара) вращение барабана за один оборот не должно меняться более, чем на 1/1000 оборота. Для моторов постоянного тока могут быть получены такие же точности путем сравнения скорости вращения мотора постоянного тока с частотой кварцевого генератора. По такому принципу работает самописец модели 308DA фирмы Альден, который используется в геолокаторе «Марк-2А» (Канада). Стабильность скорости развертки этого прибора составляет 10^{-5}, причем набор скоростей развертки имеет 6 ступеней: один оборот совершается в 2; 1; 0,5; 0,25; 0,125 и 0,0625 *сек*. Это соответствует масштабам (по воде) 1500; 750; 375; 187,5; 93,75; 46,875 *м*. Ширина бумаги самописца — 200 *мм*.

Второй способ развертки заключается в том, что один из контактных электродов в виде иглы или нескольких игл укрепляется на бесконечной движущейся ленте, вторым электродом является металлический стол, на котором лежит электрочувствительная бумага. Все остальные элементы самописца (системы стабилизации движения бесконечной ленты, протяжка бумаги и т. п.) остаются те же, что и у барабанных самописцев. Несмотря на некоторое усложнение конструкции самописца с бесконечной движущейся лентой, нам он кажется более прогрессивным, так как позволяет получить бо́льшую четкость записи и легче поддается регулировкам. Такой самописец применен в портативном геолокаторе ЗГЛ-1, имеющем масштаб регистрации по воде 20 и 40 *м* с фазировкой в пределах 50% масштаба. Ширина бумаги самописца — 220 *мм*.

Значительно реже в аппаратуре звуковой геолокации применяются индикаторы на электроннолучевых трубках с регистрацией на фотобумаге или кинопленке. Такие устройства полезны при работе с излучателями, у которых время от момента подачи команды на излучение до самого излучения меняется. Следовательно, управлять началом развертки нужно от фактического момента излучения, при этом самописец должен быть безынерционным и работать в ждущем режиме. Наиболее приемлема в этом случае индикация на электроннолучевой трубке. С помощью трубок получают сигналы в амплитудной модуляции для изучения динамических характеристик волн.

Система синхронизации работы блоков геолокатора обычно не сложна и осуществляется, как уже указывалось, от кулачков самописца, замыкающих контакты запуска излучателя. Командный импульс поступает в устройство, управляющее работой излучателя (§ 1, гл. II). Кулачки самописца управляют и подачей сигнала на записывающие электроды самописца. Так, если излучение производится не на каждом обороте барабана самописца, то по желанию

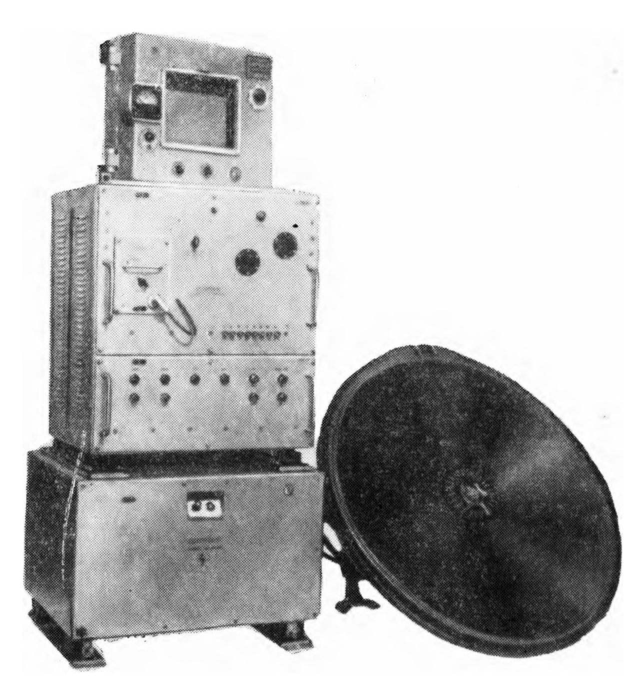


Рис. 22. Внешний вид геолокатора ЗГЛ-2.

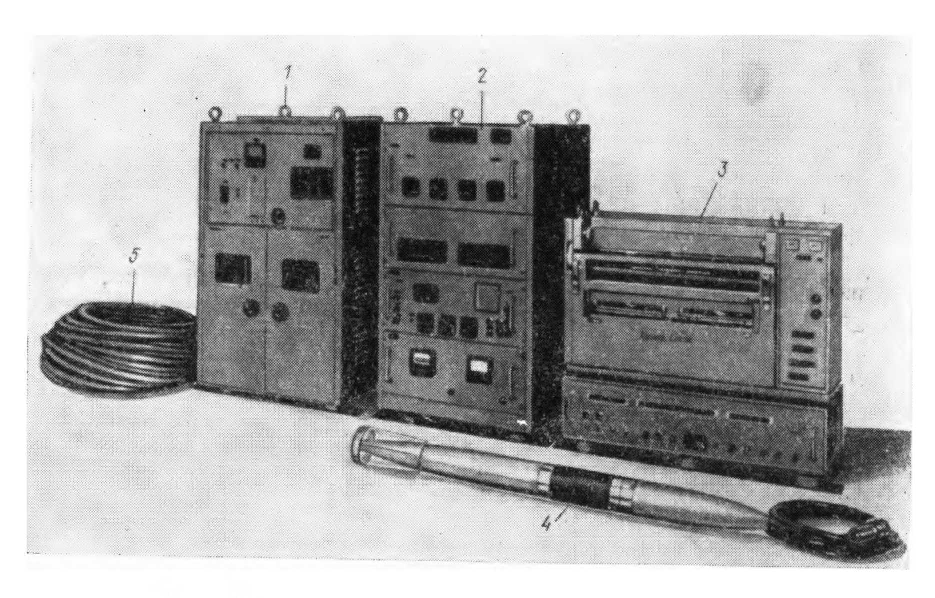


Рис. 23. Внешний вид геолокатора NQS-158 (Япония).

1 и 2 — энергетические блоки излучателя и усилителя; 3 — регистратор; 4 — приемник; 5 — излучатель с кабелем

оператора на время холостых оборотов барабана сигнал может быть отключен, чтобы не записывать шумы. В некоторых геолокаторах («Марк-2А», ЗГЛ-3) управление их работой производится специальными электронными схемами, однако для отметки начала цикла по-прежнему используется барабан самописца.

Питание аппаратуры звуковой геолокации обычно производится от бортовой сети судна и редко от аккумуляторов (ЗГЛ-1). Наиболее мощных энергетических установок (несколько киловатт) требуют геолокаторы II класса с электрогидравлическими и индукционными излучателями, причем самый большой отбор мощности для зарядки накопительных емкостей требуется в первый момент зарядки, затем потребляемая мощность падает. Неравномерность потребляемой мощности снижает к. п. д. устройства в целом. Для улучшения к. п. д. и выравнивания нагрузки генератора иногда принимаются специальные меры. Для исключения влияния на приемную аппаратуру по цепи питания желательно подключать мощные накопительные устройства к самостоятельным генераторам.

О конструктивных оформлениях каждого устройства геолокатора говорилось в соответствующих параграфах, общее конструктивное оформление геолокаторов выполняется или в виде отдельных блоков (ЗГЛ-1, ЗГЛ-2, приведенный на рис. 22), что в корабельных условиях иногда облегчает размещение и эксплуатацию аппаратуры, или в виде больших стоек. На рис. 23 в качестве примера последней конструкции приведен общий вид геолокатора NQS-158.

Выводы. В настоящее время в ряде стран созданы звуковые геолокаторы, отличающиеся в зависимости от их назначения параметрами, методами применения, а также устройством основных узлов. Последнее главным образом относится к способу возбуждения упругих колебаний и их приему. Поиски наиболее рациональных и удобных устройств для возбуждения и приема колебаний еще не закончены. Необходимость скорейшего внедрения аппаратуры звуковой геолокации в практику морских геологических исследований обусловливает использование несовершенной аппаратуры, которая конструктивно дорабатывается в процессе выполнения работ. Наряду с поиском новых принципов возбуждения колебаний ведутся исследования по улучшению электронных блоков аппаратуры и созданию приборов, позволяющих, помимо естественной корреляции и суммирования сигналов на эхограмме, осуществлять программное суммирование от нескольких циклов излучение — прием с целью выделения слабых по сравнению с уровнем помех сигналов от глубокозалегающих отражающих горизонтов. Несмотря на ряд недостатков, имеющихся сейчас в аппаратуре звуковой геолокации, она с успехом применяется для решения ряда практических задач.



Глава III

Применение звуковой геолокации

Благодаря непрерывности записи и большой ее наглядности метод звуковой геолокации нашел широкое применение для решения различных геологических и геофизических задач на акваториях рек, озер и морей.

В настоящей главе приводятся наиболее характерные примеры использования метода без подробного описания геологического строения районов работ.

§ 1. Инженерно-геологические исследования

Для инженерно-геологических исследований обычно применяются геолокаторы I класса [Савельев, 1959б; Smith, 1958; и др.].

Ряд задач инженерно-геологических изысканий, включающих исследование отложений, служащих естественными основаниями гидротехнических сооружений на реках, озерах и морях; выбор трасс трубопроводов, пересекающих водные преграды; решение вопросов, связанных со строительством портов, волнозащитных и берегоукрепляющих сооружений, подводных тоннелей, морских нефтепромыслов и т. п., требует изучения геологического строения дна — определения мощности и характера рыхлых отложений, элементов их залегания и площадного распределения; определения глубины залегания и рельефа коренных пород.

Инженерно-геологические изыскания на акваториях предусматривают сложный комплекс исследований. Рыхлая толща пород обычно подвергается трудоемкому ручному бурению (или вибробурению) с отбором кернов и изучением их в лабораторных условиях.

Результаты этих работ не всегда успешны, особенно в части определения характера залегания пород и их свойств.

Многие из вышеперечисленных инженерно-геологических задач могут эффективно решаться с помощью метода звуковой геолокации. Как указывалось выше, акустикогеологический разрез подводных отложений является временным разрезом, отражающим только характер напластований без расшифровки свойств пород, хотя в последние годы проводятся работы по расчленению осадков на основании изучения формы записи акустических сигналов [Бузо, 1952; Сергеев, 1958]. По-видимому, по мере накопления фактического материала и привлечения метода спектрального анализа эта

задача будет решена. Для точного определения мощности осадков и составления геологических разрезов метод звуковой геолокации должен сопровождаться бурением, аэрофотосъемкой прибрежной зоны, отбором образцов пород и другими методами.

Согласно результатам исследований, выполненных на акватории Каспийского моря, по характеру записи и глубинности проникновения акустической энергии донные отложения могут быть подразделены на три основных типа [Савельев, 1959б]: монолитные (скалы, валуны), крупнообломочные (пески, галька, гравий, ракуша), пластичные (глины, суглинки, супеси) и илистые. Лучшие результаты получаются при расчленении илистых отложений, так как скорости распространения упругих колебаний в них и их плотности близки к таковым воды, поэтому потери при отражении на границе вода — донные отложения малы. Исключение составляют илы органического происхождения: из-за большого количества в них пузырьков газов и органических коллоидов проникновение акустической энергии мало. В таких районах эхограммы, полученные методом звуковой геолокации, имеют плохое качество.

Распространение акустических волн в обломочных породах в основном зависит от частоты возбуждаемых колебаний и плотности пород. В рыхлых песках, насыщенных водой, проникновение энергии большее, чем в плотных, слои ракуши редко проницаемы для акустических волн.

Для монолитных пород характерны большие акустические сопротивления, поэтому звук в них практически не проникает.

Разнообразие пород в естественных условиях и многочисленные комбинации их, а также сложная зависимость глубины проникновения акустической энергии одновременно от разных факторов (акустическое сопротивление, поглощение и рассеивание) не дают возможности составить единых рекомендаций, в каждом частном случае будут получаться свои, особые результаты. Можно говорить только о благоприятных грунтовых условиях, менее благоприятных и плохих. Сравнительно небольшая мощность современных отложений позволяет для регистрации рельефа коренных пород под ними применять маломощные геолокаторы I класса, имеющие высокую разрешающую способность (до 0,5 *м*), что важно для решения инженерно-геологических задач.

Методически инженерно-геологические исследования выполняются путем прохождения с геолокатором профилей по намеченной сетке, с привязкой по береговым ориентирам. В случае сложных для использования геолокаторов грунтовых условий работы ведутся по «точкам» с укладкой акустической системы на дно [Савельев, 1959а, б; Smith, 1958]. Такой прием значительно увеличивает глубинность метода звуковой локации.

Для иллюстрации характера сведений, получаемых при инженерно-геологических изысканиях, приводится эхограмма мелководного участка Западного Каспия (рис. 24). Четко видна граница рыхлых отложений *1* и коренных пород *2*. Мощность рыхлых отложений

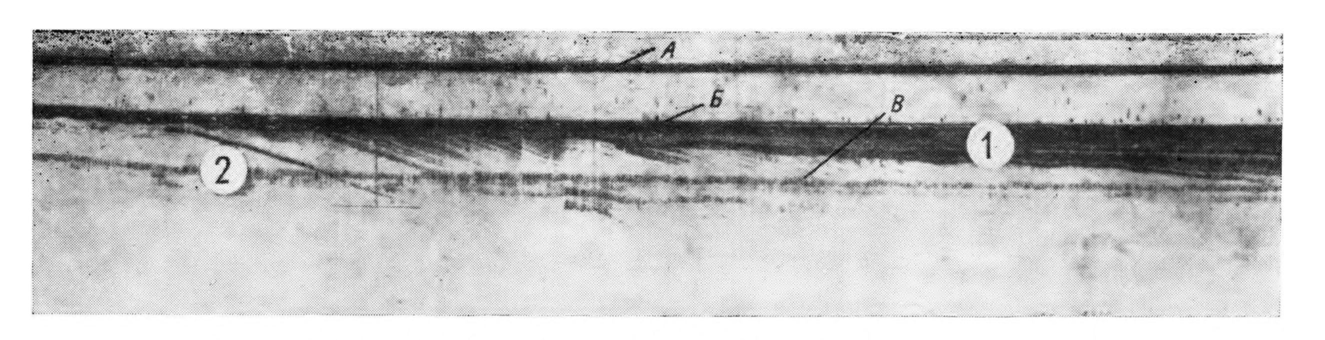


Рис. 24. Пример записи рельефа и напластований коренных пород под наносами.

1 — наносы; *2* — коренные породы; *А* — поверхность воды; *Б* — дно моря; *В* — вторичное (реверберационное) отражение.

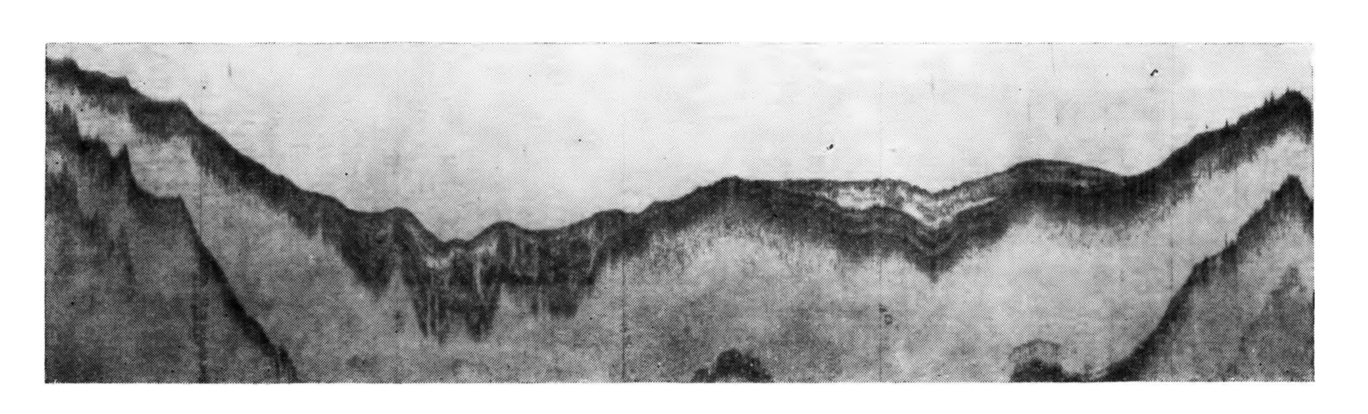


Рис. 25. Эхограмма оз. Имандра.

увеличивается к правой части эхограммы, и напластования в коренных породах прописываются хуже.

Метод звуковой геолокации [Савельев, 1959а] позволяет изучать мощность гравийно-галечных отложений. Исследования с этой целью проводились на Енисее в районах Енисейской и Красноярской ГЭС. Лучшие результаты получаются при установке вибраторов на дно. Аппаратура имела частоту излучаемого импульса 10 *кгц* и позволяла в благоприятных условиях фиксировать мощность гравийно-галечных отложений до 5 *м*, если размер преобладающей фракции не превышал 8 *см*, а подстилающие скальные породы не были разрушены. Причем мощность слоя определялась по толщине нулевого штриха записи. Бо́льшие мощности могут быть получены при увеличении глубинности действия аппаратуры.

ВИТРом на озерах Кольского полуострова с аппаратурой ЗГЛ-1 проводились исследования по определению рельефа дна, расчленению рыхлых осадков и определению характера их залегания, определению мощностей рыхлых отложений и, соответственно, рельефа кристаллических пород.* Например, на оз. Имандра заснята площадь, превышающая 150 *км*².

На эхограммах выделялось несколько типов записи характерных отражений: от пород кристаллического основания, обнаженных на дне озера, и от их валунно-глыбовых отвалов; от погребенного под рыхлыми осадками кристаллического ложа; от песков, слагающих дно; от поверхности наслоений, заиленных и глинистых рыхлых осадков; от образований водно-ледникового происхождения.

На рис. 25 приведена эхограмма одного из профилей. На эхограмме четко зафиксировано отражение от дна. В самой глубокой части отражающая поверхность коренных пород погружается, и на эхограмме ее место занимает множество слабых отражений от тонких рыхлых слоев, круто наклоненных внутрь впадины и сильно перемятых. По-видимому, здесь имеет место оползание рыхлых осадков. Далее регистрируется мульда со спокойно залегающими рыхлыми отложениями, характеризующимися слоистостью облекания. Характер записи выходов коренных пород всюду одинаков, хотя можно ожидать, что кристаллическое основание сложено разными породами — гранофирами, спилитами и метадиабазами, которые характеризуются близкими значениями волновых сопротивлений.

На эхограммах четко фиксировались осадки ледникового происхождения. На рис. 26 приведена эхограмма, на которой зарегистрирована своеобразная слоистая структура, образующая обращенную форму рельефа и представляющая собой разрез моренного вала *А* на коренных отложениях.

Американские исследователи [McClure, Nelson, Huckabay, 1958] получили интересные данные о геологическом строении океанского побережья Техаса и Луизианы. На эхограммах зафиксированы

---

* Работы на Кольском полуострове выполнялись по инициативе А. В. Сидоренко.

отчетливые записи контакта голоценовых илов с глинами, песками, ледниковыми отложениями плейстоцена. Четко выделяется рельеф консолидированных коренных пород, их элементы залегания, плоскости дизъюнктивных дислокаций, контакты куполов соли и вмещающих песчаников. Зарегистрированы некоторые фациальные линзы устричных банок (рифов) среди голоценовых илов на глубине 3—6 *м* от поверхности дна, захороненное песчаное русло плейстоценовой реки. Метод звуковой геолокации использовался в комплексе с бурением, и их результаты хорошо увязывались.

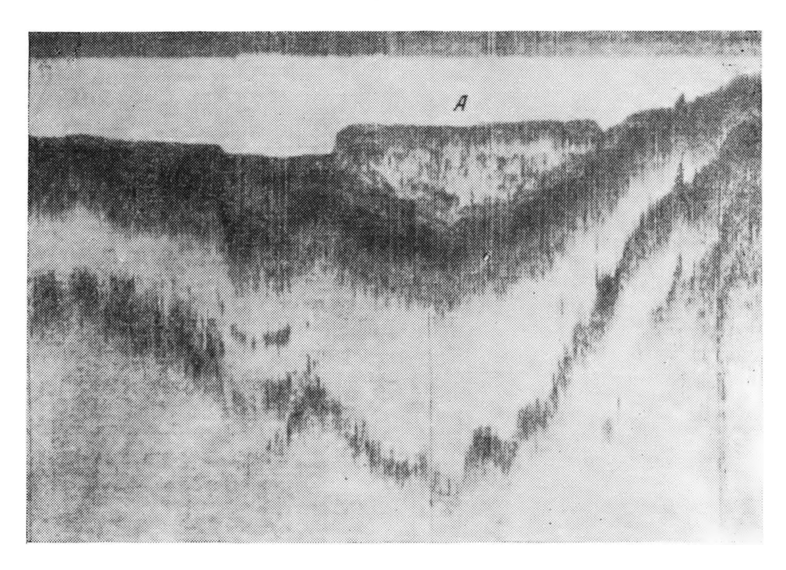


Рис. 26. Эхограмма разреза моренного вала на коренных породах.

Помимо инженерно-геологических изысканий решались и задачи общегеологического характера. В. О. Смитом [Smith, 1958] при инженерно-геологических исследованиях на озерах (Мид, Чикаго) и в заливах (Пассамакуоди, Лонг-Айленд) работы выполнялись при разных частотах и длительностях импульса излучения. Производилось определение толщи слоев рыхлых отложений и глубины скалы. Результаты геолокации были надежно подтверждены детальным исследованием кернового материала.

Большие геолокационные исследования проведены в проливе Ла-Манш для выяснения условий строительства туннеля под водой, соединяющего Англию с Францией. Были изучены мощности рыхлых грунтов и получен рельеф скальных пород [Leenhardt, 1963].

§ 2. Геологическое картирование

Для целей геологического картирования метод звуковой геолокации применяется в комплексе с картировочным бурением и сейсмической разведкой МОВ и КМПВ.

Геологическое картирование площадей, покрытых водой, является одной из основных проблем современной геологии. Для проведения поисков полезных ископаемых на морских площадях и их хозяйственного освоения необходимо предварительное изучение геологии и морфологии морского дна в различных геолого-структурных и грунтовых условиях. Помимо изучения разнообразных типов геологических структур в нефтегазоносных морских районах метод геолокации дает информацию о строении подводных хребтов. Этот метод можно использовать при изучении аппаратов грязевых вулканов, разрывных нарушений, склонов подводных долин, древних русел рек, выклинивании пластов, рифогенных образований и современных тектонических движений земной коры.

Для целей геологического картирования применяются геолокаторы II и III классов, которые позволяют получать акустикогеологический разрез до глубин 1—2 *км*. Несмотря на сравнительно недавнее внедрение в практику звуковой геолокации электрогидравлических и взрывных излучателей, исследованы многие районы морей и океанов и получен ценный геологический материал по геоакустическому картированию поддонных слоев. Например, с целью выяснения геологического строения Осакского залива звуколокационной съемкой была покрыта вся площадь, общая протяженность профилей составила 550 *км* [Hayakawa и др., 1964]. Исследователей интересовал ряд вопросов: каково продолжение геологической структуры под дном залива на глубине 200—300 *м*; распределение слоев аллювия, имеющее значение с точки зрения оседания и поднятия поверхности у побережья залива Осака; характер предположительной сбросовой структуры и ее элементы залегания. Попутно решались инженерно-геологические задачи. На эхограммах отчетливо выделены стратиграфические и фациальные границы, разделяющие плиоценовые, миоценовые рыхлые отложения и литифицированные подстилающие породы. Удалось обнаружить погребенные русла древних рек и разломы четвертичного возраста, был выяснен характер складчатости горных пород. Интерпретация материалов звуковой геолокации производилась с использованием данных драгирования и бурения.

Методом звуковой геолокации в комплексе с бурением проводилось исследование структурного строения континентальной террасы к северо-западу от Мексиканского залива [Moore, Curray, 1963]. На покрытых съемкой участках континентальной террасы обнаружено горизонтальное напластование слоев с падением в сторону моря и локальные изменения, связанные со складкообразованием и сбросовой деятельностью, установлен диапировый характер складчатости и обнаружено проявление новейшей тектоники. Максимальная глубинность 1650 *м*.

Метод звуковой геолокации с использованием твердых взрывчатых веществ успешно применялся в Мексиканском заливе, на севере Атлантического океана, в Карибском море и на юго-востоке Тихого океана [Ewing, Tirey, 1961]. Получена интересная информация о строении Земли под дном океанов. Измерения достигали верхней

поверхности слоя с сейсмической скоростью 4—5,5 *км/сек*. Этот специфический слой широко распространен и представлен либо вулканогенными отложениями, либо консолидированными осадочными породами. Получены сведения о мощности осадочных отложений

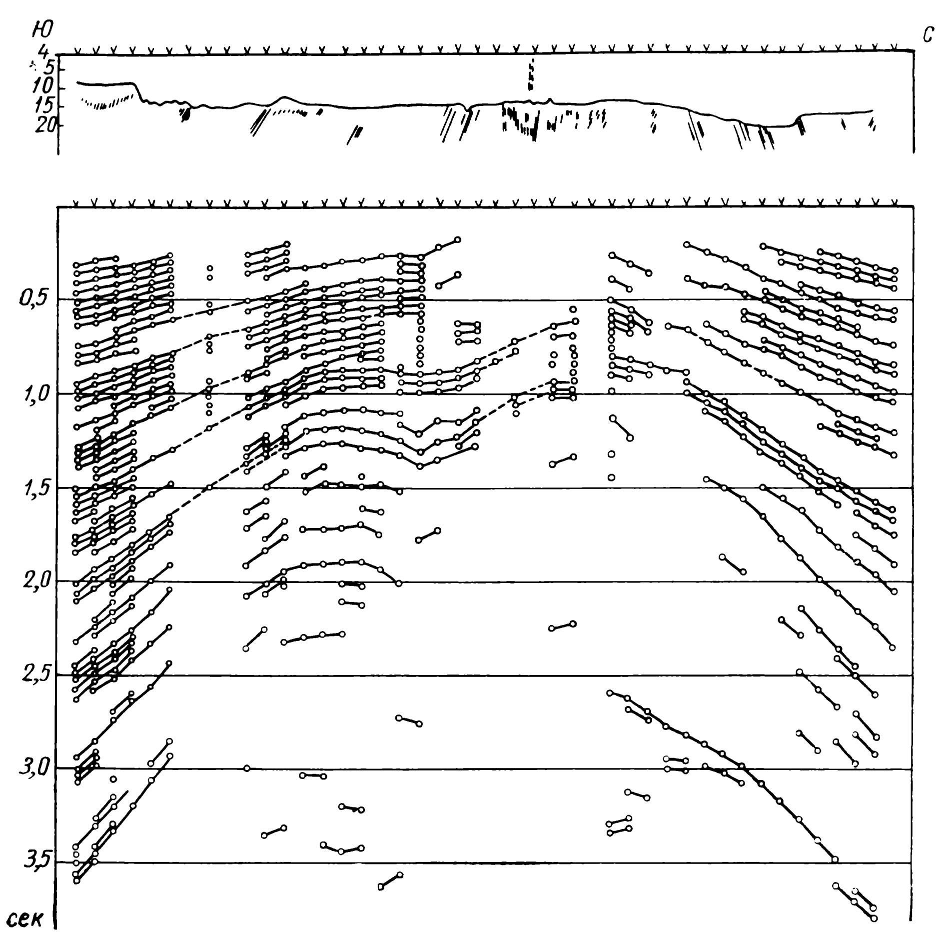


Рис. 27. Сопоставление эхограммы с сейсмическим разрезом.

(4—5 *км*) и характере залегания их. Совместно с записью отраженных волн регистрировались преломленные волны для определения скоростного разреза.

В морской нефтяной геологии метод звуковой геолокации применяется для поиска структур, перспективных на нефть и газ. В ряде районов для этой цели можно использовать и геолокаторы I класса. Получив представление о формах залегания пород в придонной части разреза, можно оценить перспективу района в отношении нефтегазоносности. Примерами районов с таким геологическим строением мо-

гут служить: западная прибрежная полоса Каспийского моря, некоторые участки Черного и Азовского морей, участки прибрежной полосы Мексиканского залива (Техас. Луизиана в США, бассейн Тампико Туспан — в Мексике) и др. Несмотря на то, что продуктивные нефтегазоносные горизонты залегают в указанных районах на больших глубинах (до двух и более километров), формы залегания таких горизонтов часто повторяются в верхних структурных планах, проявляясь в рельефе дна. Например, многие отмели (банки) Каспийского и Черного морей, сложенные коренными породами, обнажа-

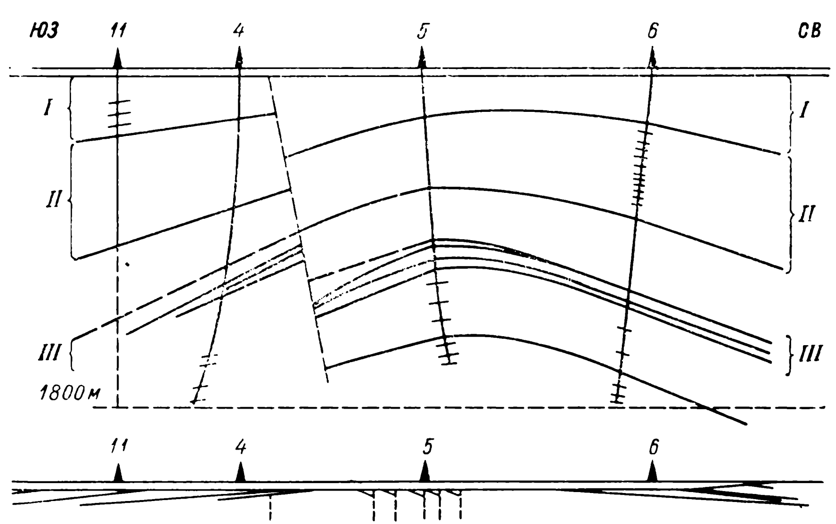


Рис. 28. Сопоставление эхограмм с разрезом по данным бурения.
I — древний каспий; *II* — апшерон; *III* — продуктивная толща.

ющимися на дне или покрытыми современными осадками, являются сводами диапировых брахиантиклинальных структур. Метод звуковой геолокации позволяет обнаруживать и картировать такие структуры и тем самым получать некоторую информацию о строении нижележащих продуктивных толщ. Соответствие данных звуковой геолокации по верхней части разреза глубинному строению может быть проконтролировано отдельными сейсмическими профилями или бурением.

С целью проверки сопоставимости эхограмм с результатами сейсморазведки ВИТРом совместно с ОМГР ВНИИгеофизики в 1964 г. выполнена геолокационная съемка участка морского продолжения Челекено-Ливанской зоны поднятия на Восточном Каспии строго по той же сети, по которой проводилась сейсморазведка методом отраженных волн. Сопоставление результатов, проведенное А. Ю. Юновым с привлечением материалов А. А. Терехова и др., приведено на рис. 27. В верхней части рисунка помещено графическое изображение эхограммы, горизонтальный масштаб которой такой же,

как и у расположенного в нижней части рисунка сейсмического профиля. Для большей наглядности вертикальные масштабы различны. Наблюдается хорошее совпадение местоположения крыльев и купола структуры. На эхограмме, кроме того, зафиксирован выход газов (пунктирные линии), приуроченный к зоне разломов, выделенной в купольной части структуры. Сопоставление эхограмм с сейсмическими разрезами приводит к заключению о большей детальности эхограмм, что связано с регистрацией отраженных сигналов не по дискретным сравнительно далеко отстоящим друг от друга точкам, а в виде непрерывного профиля.

ВИТРом совместно с Лабораторией аэрометодов в 1962 г. были сопоставлены данные звуковой геолокации с геологическим строением нескольких структур в районе Апшеронского полуострова (Западный Каспий). В качестве примера в верхней части рис. 28 приводится геологическое строение структуры Булла-остров по данным бурения, а в нижней части — графическое изображение эхограммы того же разреза; аналогично предыдущему примеру горизонтальные масштабы одинаковы, вертикальный масштаб эхограммы для наглядности увеличен вдвое. Помимо вполне удовлетворительного общего совпадения элементов залегания на эхограмме отмечен не только разлом в районе скв. 4, показанный пунктиром, но и несколько разломов у скв. 5, которые уточняют геологическое строение купольной части структуры.

На эхограммах, полученных на других структурах, неизменно подтверждалось известное их глубинное строение и в ряде случаев было определено взаимное сочленение структур местоположение их куполов и т. п. Это позволило конторе «ГРК на море» (г. Баку) начать систематическое использование геолокатора ЗГЛ-2 для уточнения мест заложения картировочных скважин и решения других задач.

Для геологической интерпретации эхограмм казались полезными материалы, полученные группой сотрудниковоЛаборатории аэрометодов под руководством В. В. Шаркова, — аэрофотосъемка, отбор проб дна и осмотр донных отложений геологами-аквалангистами.

На рис. 29 и 30 приводятся эхограммы синклинальных и антиклинальных структур, полученные ВИТРом на Черном море. Правая часть эхограммы рис. 29 захватывает северо-восточную часть банки Вольского прибрежной зоны Таманского полуострова [Дубров, 1964], образованную глинистыми отложениями меотического яруса, в толще которых заключены глыбы мшанковых известняков. Мшанковые известняки, менее поддающиеся эрозионному процессу по сравнению с глинистыми отложениями, образуют рифовые гряды *А*, *Б*, *В*, зарегистрированные на куполе брахиантиклинальной складки *2* банки Вольского. Судя по эхограмме, мшанковые известняки имеют большой коэффициент отражения, поэтому упругие волны практически полностью отражаются от них *А* и нижележащие горизонты не регистрируются. В средней части профиля отмечается синклинальная складка *1*, пересеченная профилем в направлении

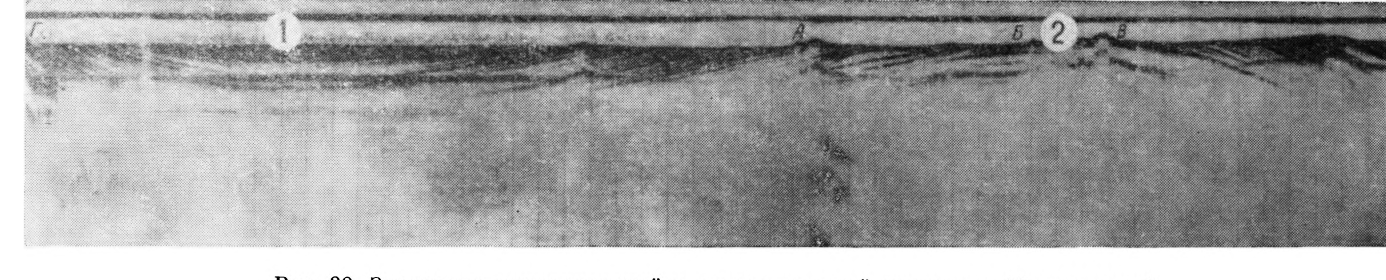


Рис. 29. Эхограмма синклинальной и антиклинальной структуры (Черное море).
1 — синклинальная структура; *2* — антиклинальная структура; *А*, *Б*, *В*, *Г* — рифовые гряды.

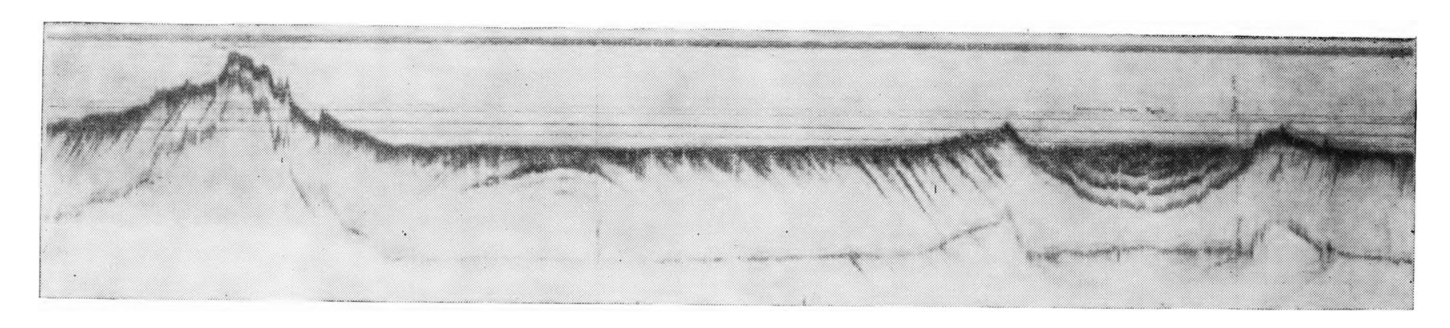
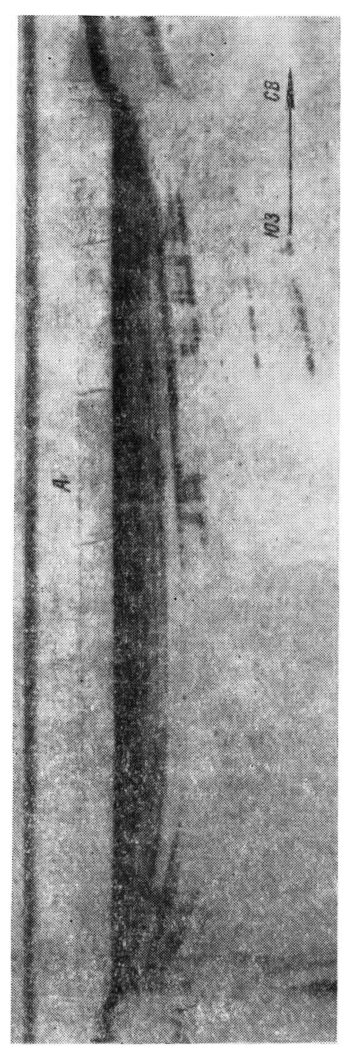


Рис. 30. Пример записи структур в коренных породах (Черное море).

от банки Вольского к горе Зеленского. Синклиналь сложена криптомактровыми среднесарматскими отложениями. Криптомактровые слои представлены хорошо видными на эхограмме чередующимися песчанистыми и известковыми глинами с тонкими прослоями мергелей. Левое крыло синклинали переходит в рифовое образование *Г*, аналогичные рифам *А*, *Б*, *В*.



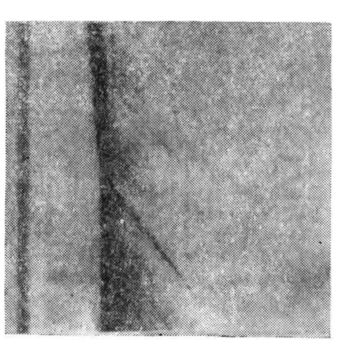


Рис. 31. Эхограмма складки Сангачалы — Дуванный-море, осложненной в купольной части грабеном.

На рис. 31 приведена эхограмма профиля, пересекающего складку Сангачалы — Дуванный-море (Каспийское море, Бакинский архипелаг) вкрест ее простирания. Эта складка, установленная методами картировочного и разведочного бурения, сейсморазведки и аэрогеологии, представляет собой брахиантиклиналь, в своде которой обнажаются породы продуктивной толщи, а на крыльях — акчагыльские, апшеронские и древнекаспийские отложения. В результате бурения, а также сейсморазведочных и электроразведочных работ в своде складки установлено наличие грабена *А* и прослежены его границы. В пределах последних среди пород продуктивной толщи обнаружены отложения апшерона. На исследуемом участке грабен заполнен современными илами мощностью до 60 *м*.

На эхограмме оказались зарегистрированными крылья складки и грабен, заполненный илом. Как можно видеть, складка имеет асимметричное строение, углы падения уменьшаются по мере удаления от свода складки, формы юго-западных и северо-западных плоскостей нарушения различны.

Сетью параллельных геолокационных профилей можно проследить границы грабена, к которым приурочены выходы газа, также регистрирующиеся на ряде эхограмм.

Ширина грабена на эхограмме 1700 *м*, максимальная глубина локации в породах дна 50—60 *м* [Дубров, Соколов, 1964].

Пример геоакустической записи дизъюнктивных нарушений в коренных породах показан на фрагменте одного из профилей, пройденных на Западном Каспии (рис. 32). Регистрирующийся в нижней

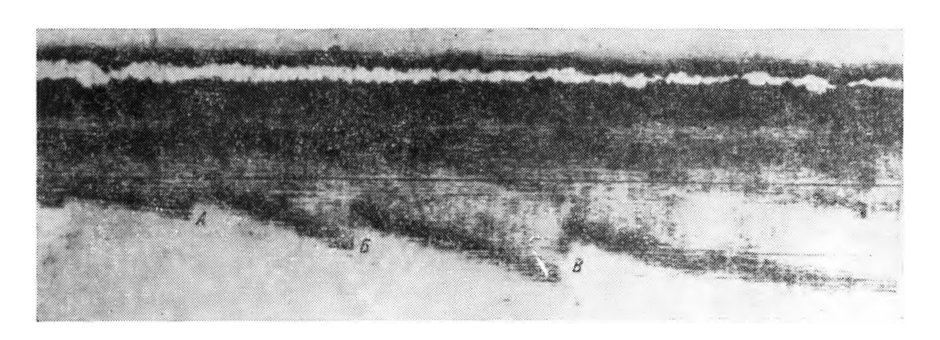


Рис. 32. Пример регистрации разломов *А*, *Б*, *В* в коренных породах.

части эхограммы маркирующий горизонт осложнен несколькими разломами *А*, *Б*, *В*. Эхограмма на рис. 33 получена при пересечении кратера вулкана Абиха. Интересно отметить, что слева на склоне

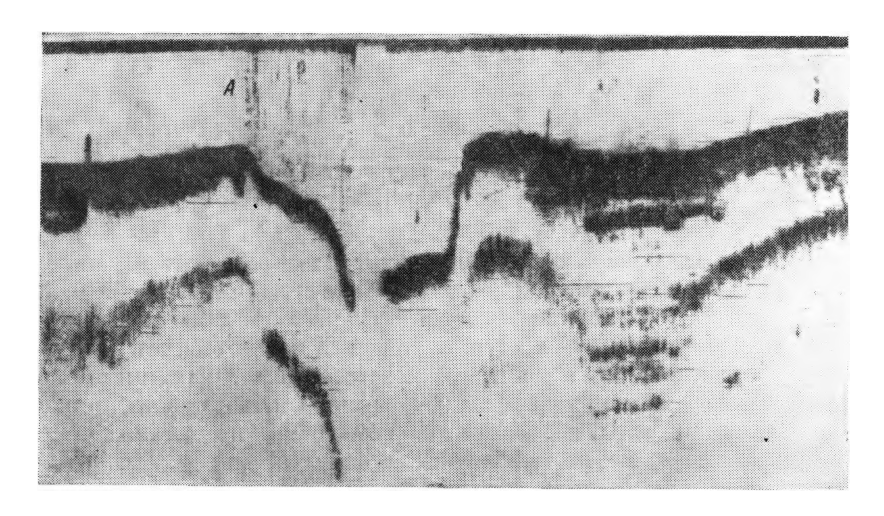


Рис. 33. Эхограмма вулкана Абиха (Каспийское море) и выходов газа *А*.

кратера четко зарегистрированы выходы газов в виде пунктирных вертикальных линий *А*.

В ряде случаев интерпретация эхограмм очень проста благодаря наглядности записи, например, разломов на рис. 32. Однако для

получения точных глубин зафиксированных отражающих горизонтов требуется дополнительная геологическая привязка, которая может быть произведена сопоставлением с бурением и сейсмическими методами.

Например, на рис. 34 приводится эхограмма, полученная при исследовании Рижского залива прибором небольшой мощности. Сопоставление разреза, зафиксированного на эхограмме, с материалами бурения на берегу и с другими геологическими данными позволяет интерпретировать эхограмму следующим образом. Ниже границы *А*, соответствующей подошве голоценовых отложений,

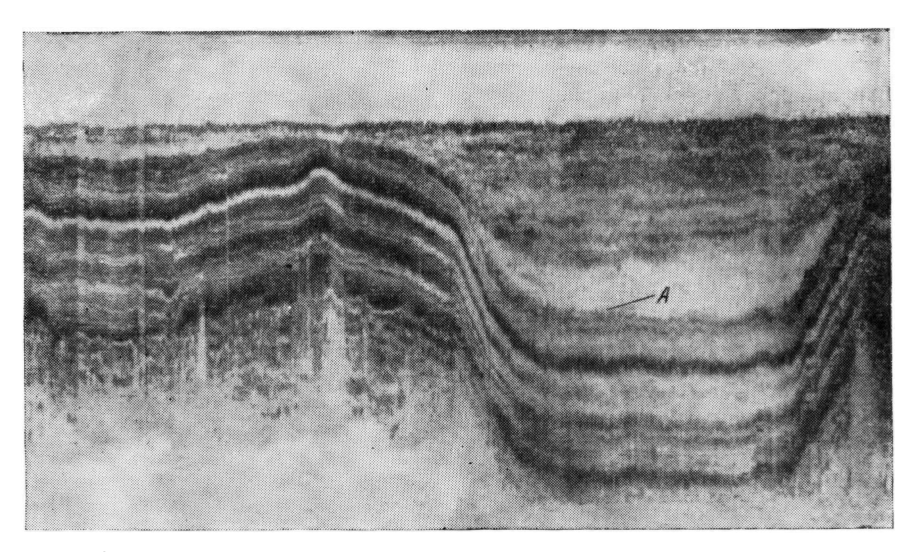


Рис. 34. Эхограмма дна Рижского залива. Подошва голоценовых отложений *А*.

представленных алевритами и песчанистыми алевритами, залегает толща слоистых глинистых отложений приледниковых бассейнов позднеледникового времени (поздний плейстоцен). В правой части эхограммы толща голоценовых отложений расчленяется на шесть слоев, сложенных послеледниковыми осадками. Нижняя сильно извилистая отражающая поверхность является, возможно, неровной поверхностью морены, но, вероятнее всего, она представляет собой эрозионную поверхность коренных девонских пород. То, что все ее изгибы повторяются вышезалегающими отложениями, позволяет считать залегание позднеплейстоценовых отложений облекающим. На основании сопоставления существующих геологических данных с эхограммой можно сделать следующие выводы.

1. Отложения голоценового возраста залегают на позднеплейстоценовых породах с угловым несогласием. Поэтому можно предположить, что после отложения осадков плейстоцена существовал перерыв в осадконакоплении.

2. Значительные изменения в мощности голоценовых отложений на возвышенных и в пониженных участках профиля, возможно, являются результатом проявления новейших тектонических движений. Уменьшение мощности голоценовых отложений в левой части эхограммы, видимо, отражает фазу тектонического «оживления» структуры в начале голоцена.

§ 3. Изучение месторождений полезных ископаемых

Метод звуковой геолокации при разведке месторождений на дражных полигонах был применен ВИТРом совместно с кафедрой маркшейдерского дела ЛГИ [Казаковский, Кротов, Гурич, 1959] и в последующие годы ЛГИ [Кротов, 1963]. В результате работ получены положительные результаты, отработана методика и способы интерпретации материалов. Применение метода звуковой геолокации позволяет значительно сократить объем опробования шурфами и скважинами при разработке россыпей. Могут решаться задачи определения рельефа плотика и мощности рыхлых металлосодержащих отложений, а также дна подтопа. Кроме того, метод геолокации оказывает существенную помощь при контроле за глубиной черпания драги и межшаговыми целиками, обрушением забоя и боковых бортов. Решение этих задач способствует полноте отработки россыпей и повышает производительность труда.

Работы с геолокатором на дражных полигонах проводятся по профилям по предварительно разбитой и привязанной сети, устанавливаемой в соответствии с требованиями к детальности съемки. При неблагоприятных для геолокации породах (высокое процентное содержание грубообломочной фракции, загазованность осадков, мощный покров дерна и т. п.) для повышения глубинности записи акустическая система кладется на дно, и измерения производятся по точкам, или используется приспособление для ее перемещения. Глубины подтопа и рельефа плотика при совместном рассмотрении с геологоразведочными данными и результатами опробования позволяют составить наиболее полную геоморфологическую картину россыпи, выявить места размывов и аккумуляцию пород и определить местоположение «карманов». На рис. 35 приведена эхограмма, полученная с геолокатором ЗГЛ-1 на одном из дражных полигонов [Абрамов, Соколов, 1964]. На ней четко зафиксировано дно подтопа, рельеф плотика и местоположение «карманов».

Контроль за глубиной черпания драги и межшаговыми целиками производится повторным профилированием или замерами, производящимися непосредственно при драгировании, для чего геолокатор устанавливается на драге. Определение подводного борта дражного забоя является наиболее трудоемкой операцией, но и она успешно решается при использовании специальной методики наблюдений [Казаковский, Кротов, Гурич, 1961].

Для определения мощности рыхлых отложений необходимо знание скорости распространения в них упругих волн. Определение

скорости может производиться, например, по образцам породы, взятым из шурфов, в лабораторных условиях. По известной скорости в некоторой точке профиля определяется глубина плотика, затем в пределах однородной записи рыхлых отложений на эхограмме, считая скорость по профилю неизменной, получаем истинный рельеф плотика. При изменении характера записи рыхлых отложений требуются новые измерения скорости.

Метод звуковой геолокации применялся для разведки оловянных россыпей под морским дном на побережье Биллитона и Сингкепа (Индонезия) [Overeem, 1960]. Целью съемки являлась регистрация рельефа коренных пород, определение мощностей рыхлых отложе-



Рис. 35. Эхограмма дражного полигона.

1 — дно подтопа; *2* — рельеф плотика; *а* — «карманы».

ний и получение информации о морфологии затопленных и погребенных под наносами равнин денудации, к которым приурочены залежи касситерита. Работы позволили выявить погребенные долины и задать рациональную сеть для бурения. Для интерпретации эхограмм и геологической привязки отражающих горизонтов использовались данные бурения, для чего часть профилей проходила прямо над устьями имеющихся скважин. Структурные карты коренных пород, построенные по данным звуковой геолокации, использовались для выбора районов, в которых проводилась более детальная разведка морской землечерпалкой.

Метод звуковой геолокации для разведки угольных месторождений применялся в Великобритании [Maries, Beckmann, 1962; Chambers, 1962 а, б]. Разведка каменноугольных месторождений, находящихся под водой, осуществлялась ранее путем проходки туннелей и производства глубокого морского бурения, что требовало больших затрат. С переменным успехом применялись геофизические методы — сейсмическая разведка, гравитационная съемка, электро- и магниторазведка. Наиболее результативным оказался метод звуковой гео-

локации. Одним из преимуществ последнего является получение непрерывной записи, которая несмотря на необходимость проведения некоторых простых вычислений и поправок для окончательной интерпретации, может рассматриваться как геологический разрез.

Исследования с геолокатором проводились по сети профилей в направлении падения пластов с секущими профилями под углом 30° для увязки результатов. Привязка осуществлялась специальным навигационным оборудованием. В результате геолокационной съемки изучена структура каменноугольных пластов, определены элементы залегания напластований, прослежено изменение мощности осадочных отложений, выявлены сбросы и вулканические интрузии, определено местоположение древних русел, которые могут служить угрозой для расположенных под ними выработок. Скорость звука в покрывающих породах определялась методом КМПВ с помощью аппаратуры звуковой геолокации. Для этого изменялось расстояние от излучателя до приемника (использовался один канал). Сейсморазведка использовалась для определения мощности пластов и глубины регистрируемых на эхограммах

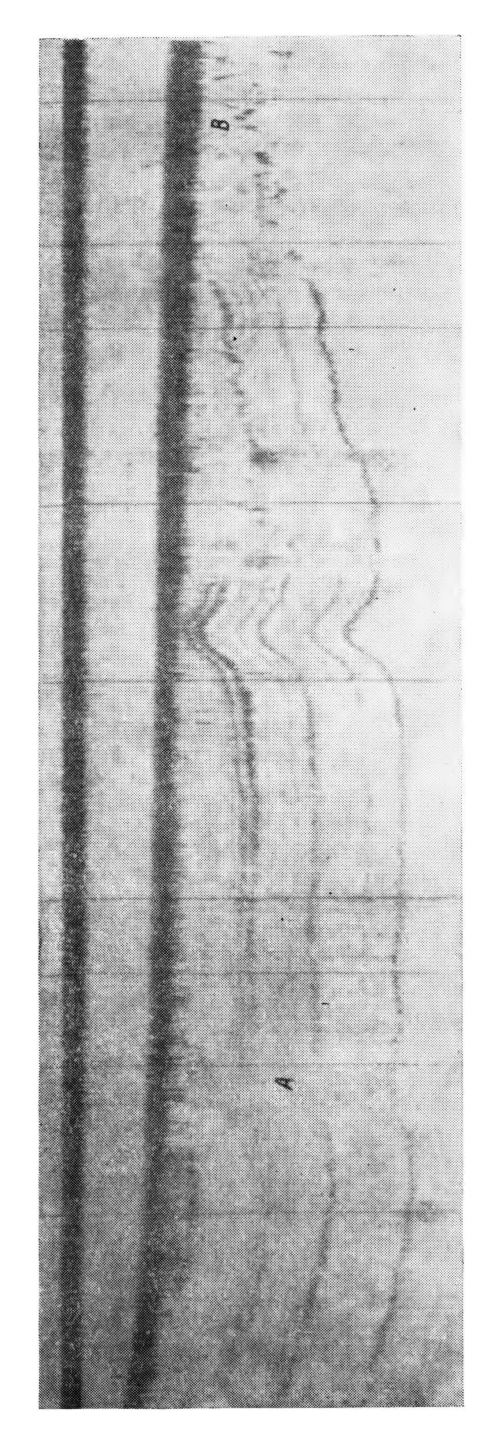


Рис. 36. Эхограмма рудовмещающей синклинали (Азовское море)

отражений. Низкое качество записей на некоторых участках объяснялось большой мощностью рыхлых отложений и их загазованностью, а на мелководье — наличием реверберационных помех.

ВИТРом метод звуковой геолокации использовался для прослеживания железорудных пластов в Азовском море. Исследования проводились с геолокатором ЗГЛ-1 по сети профилей, с привязкой по береговым ориентирам и буям. В результате съемки построена структурная карта участка и прослежены рудные пласты. На эхограмме (рис. 36) представлена рудовмещающая синклиналь *А* и ядро антиклинальной складки *В*. Данные звуковой геолокации сопоставлялись с результатами бурения, по кернам производилось измерение

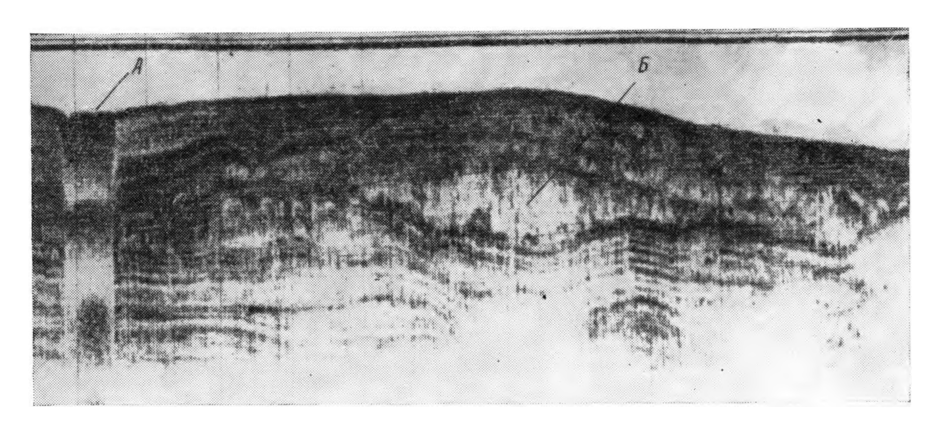


Рис. 37. Пример записи хорошо отражающих тел *А* и инородных включений *Б*.

скоростей распространения упругих волн для привязки зарегистрированных горизонтов и определения мощностей.

Не менее успешно метод звуковой геолокации может быть применен в ряде смежных областей, например, археологии для поисков и исследования объектов, погребенных грунтами на дне водоемов [Дубров, Шилик, 1965]. Методика работ не отличается от методики, принятой при инженерно-геологических изысканиях с геолокаторами, но при локации малых объектов требуется более точная привязка профилей на местности и высокая разрешающая способность аппаратуры. Методом звуковой геолокации можно определять местоположение и контуры затопленных древних застроек, каменных сооружений, мостовых, утрамбованных в прошлом дорог, портовых сооружений и т. п. Так как акустическое сопротивление в материале перечисленных выше объектов резко отличается от акустического сопротивления воды и покрывающих илов, то записи будут аналогичны приведенным на рис. 37 (тело *А* в левой стороне эхограммы), разрушенные постройки регистрируются в виде линзовидных и других включений (*Б*). ВИТРом проводились исследования на акватории Бугского лимана для определения контуров древней застройки

и направления оборонительных сооружений античного городища Ольвия. Получены хорошие результаты, позволившие сравнительно точно установить восточную и ориентировочно южную и северную границы древнего городища.

Звуковая локация позволяет определить местоположение затонувших кораблей, даже полностью занесенных илами.

Это далеко не полный перечень задач подводной археологии, в решении которых может быть использован метод звуковой геолокации. Целесообразно применение его в комплексе с другими методами, например, аэрофотосъемкой, подводным телевидением и последующей акваланговой разведкой.

Таким образом, методом звуковой геолокации успешно решаются как геологические задачи (картирование, поиск и разведка месторождений полезных ископаемых), так и ряд задач смежных областей — инженерной геологии, археологии, океанографии и т. д.

§ 4. Погрешности метода звуковой геолокации

Аппаратура звуковой геолокации, как любой измерительный прибор, регистрирует измеряемые величины с некоторыми ошибками. При интерпретации материалов необходимо оценивать величины погрешностей от различных факторов и вводить поправки, если погрешности велики. В конечном счете геолокатор предназначен для измерения расстояния l_0 от излучателя до отражающего (лоцируемого) объекта, которое определяется по формуле

$$l_0 \approx \frac{l_1 + l_2}{2} = \frac{t_1 - t_0}{2} c, \qquad (58)$$

где l_1 и l_2 — фактические пути распространения акустических колебаний от излучателя до отражающего объекта и от последнего до приемника; t_0 и t_1 — время излучения и приема.

Из формулы (58) следует, что погрешности в геолокации связаны с точностью определения временного интервала $t_1 — t_0$ и скорости распространения акустических колебаний в среде. Погрешности измерения, не связанные с изменением формы лоцируемой поверхности [Щеглов, 1964], а вытекающие из соотношения (58), будем называть техническими ошибками [Аранович и др., 1963]. Они подразделяются на случайные и систематические.

Рассмотрим некоторые из технических ошибок.

Ошибки в определении местоположения системы излучатель — приемник возникают по нескольким причинам. В излучателях и приемниках с коническими рефлекторами (см. рис. 10) колебания проходят дополнительный путь от поверхности вибратора до рефлектора, а затем до зрачка системы, чем вносится систематическая ошибка n_1', величина которой определяется непосредственным измерением элементов преобразователя. Преобразователи с вертикально расположенными приемниками, имеющие линии задержек, также имеют аналогичную погрешность, равную длине базы. Максимальный

дополнительный путь луча за счет этого обычно не превышает 1 *м*. Другие типы применяющихся в геолокаторах излучателей и приемников такой погрешности не вносят.

Излучатели и приемники располагаются на некотором расстоянии d (базе) друг от друга, поэтому лучи, распространяющиеся по кратчайшему расстоянию l_n излучатель — отражающая граница — приемник, не вертикальны, а составляют угол α с вертикалью; тогда расстояние по вертикали l_0 определится как $l_0 = l_n \cos \alpha$.

Если $\frac{d}{l_n} \leqslant 0{,}1$, то поправка незначительна и не учитывается. Наибольшая величина этой погрешности наблюдается у раздельно буксируемых акустических преобразователей, когда база достигает 5—7 *м*.

Отсчет глубины залегания отражающего горизонта на эхограммах ведется от нулевой линии, считая акустическую систему расположенной на поверхности воды. На самом деле системы заглубляются от поверхности на 1—3 *м*, что нужно учитывать при интерпретации эхограмм.

Ошибка определения времени распространения колебаний. Интервал времени $t_1 - t_0$ определяется в аппаратуре также с некоторыми ошибками, наибольшая из которых относится к нестабильности развертки (например, вращение барабана со спиралью). Этот вид ошибки носит случайный характер и определяется из соотношения

$$\frac{l_n}{l_0} = \frac{v_p}{v_0},$$

где v_p — наблюдаемая скорость развертки; v_0 — эталонная заданная скорость развертки.

Величина ошибки измерения за счет нестабильности развертки рассчитывается по формуле

$$m = l_n \left(1 - \frac{v_0}{v_p}\right) \qquad (59)$$

и обычно не превышает $\pm 1\%$.

На точность определения интервала времени $t_1 - t_0$ сказывается возможный разброс временных задержек от начала развертки до момента излучения, а также задержки, связанной с реакцией усилительного канала на импульсный сигнал, влияние формы импульса и т. д. На практике эти ошибки малы и не учитываются.

При обработке материалов геолокации интерпретатором из-за нечеткости штрихов на эхограммах вносится ошибка считывания, которая в среднем составляет 1—1,5 *мм*. Если масштаб записи M, то ошибка

$$m' = \frac{1 \div 1{,}5}{M}, \text{ мм}.$$

Ошибка в определении скорости распространения колебаний. Наибольшая ошибка в определении глубинности залегания отража-

ющих границ методом звуковой геолокации возникает за счет неточного знания скорости распространения акустических волн, методика определения которых является самостоятельным большим разделом геофизических исследований. Остановимся на этом вопросе в самых общих чертах. Звуковые колебания часть пути от отражающей границы проходят по воде, а часть — по горным породам. Для определения скорости распространения в воде необходимо знать ее температурный разрез, соленость и давление. Первые две величины измеряются непосредственно в районе работ, а давление — рассчитывается из глубины водоема. По таблицам или аналитическим формулам (§ 1, гл. 1) чертится график зависимости скорости от глубины h, из которого определяется средняя скорость по формуле

$$c_{\text{ср}} = \frac{h}{\int\limits_0^h \frac{1}{c(h)}\,dh}. \qquad (60)$$

Интеграл в знаменателе может быть решен графическим путем. Если развертка геолокатора настроена на скорость распространения волн c_n, то, используя соотношение

$$l_0 = l_n \frac{c_{\text{ср}}}{c_n}, \qquad (61)$$

можно построить график зависимости фактической глубины водоема от измеренной — $h(h_n)$. Снятые с эхограмм измерения h_n по графику $h(h_n)$ позволяют определить истинные глубины водоема. Величина поправки в этом случае

$$n_2 = l_n\left(\frac{c_{\text{ф}}}{c_n} - 1\right). \qquad (62)$$

Вторую часть пути звуковые колебания проходят по породам, скорость распространения в которых колеблется в широких пределах (от 1,2 до 5,0 *км/сек*). Особенно большие градиенты скоростей наблюдаются в верхней части осадочных пород. Скорость распространения упругих волн в горных породах зависит от многих факторов: литологического состава, глубины залегания и времени воздействия горного давления, температуры, тектонической истории района, пористости и водонасыщенности и т. д. Каждый из факторов, в свою очередь, зависит от различных параметров. Например, на зависимость скорости от пористости и водонасыщенности влияют: константы упругости частиц, составляющих остов породы; плотность частиц; давление на остов породы; тип цементирующего материала; пористость; плотность содержащейся в порах жидкости, давление на жидкость, сжимаемость жидкости и т. д. Более подробно характеристики зависимостей рассматриваются в специальной литературе [Нестеров, 1959; Волкова, Дубров, Соколов, 1962; и др.]. Обилие влияющих

факторов приводит к большим разбросам в значениях скоростей (*км/сек*) даже для одних и тех же пород [Пузырев, 1959]:

Почвенный слой	0,2—0,8
Сухой песок	0,3—1,0
Влажный песок	0,7—1,6
Глина	1,0—2,0
Песчаник	1,4—4,3
Известняк «мягкий»	1,7—4,2
» «твердый»	2,8—6,4
Сланец и глинистый сланец	2,3—4,7
Сцементированные породы (сланец, песчаник)	До 7,0
Доломит	5,0—6,2
Соль, карналлит, сильвин, ангидрит	4,2—6,5
Лед ледниковый и озерный	3,1—3,6
Уголь каменный	1,8
Мел, мергель	2,0—3,5
Гипс	3,5—4,5
Вода (в зависимости от температуры и солености)	1,430—1,590
Нефть	1,3—1,4

Для осадочных терригенных пород, по данным ВНИИгеофизики, связь между скоростью c (*км/сек*) и плотностью ρ (*г/см*^{3}) грубо оценивается линейным уравнением

$$c = 6\rho - 11. \tag{63}$$

Скорость в некристаллизованных отложениях морского дна хорошо аппроксимируется [Sutton, Berckhemer, Nafe, 1957]

$$c = 2{,}093 - (0{,}0414 \pm 0{,}0060)\, d + (0{,}00135 \pm 0{,}00038)\, \Delta - (0{,}44 \pm 0{,}15)\, k_п, \tag{64}$$

где c — скорость продольных волн, *км/сек*; d — средний размер зерен, *мм*; Δ — процентное содержание веществ, растворимых в HCl, в основном это карбонат кальция (от 20 до 80%); $k_п$ — коэффициент пористости. Для пород с пористостью до 25% зависимость скорости от коэффициента пористости выражается уравнением Вилли — Грегори — Гарднера [Wyllie, Gardner, Gregory, 1958]

$$\frac{1}{c} = \frac{k_п}{c_ж} + \frac{1 - k_п}{c_п}, \tag{65}$$

где $c_ж$ и $c_п$ — соответственно скорости в насыщающей поры жидкости и остове породы.

Зависимость скорости от глубины для водонасыщенной среды с кубической упаковкой зерен может быть представлена соотношением [Берзон и др., 1959; Гассман, 1951]

$$c = \sqrt{c_0^2 + \frac{5{,}78 \sqrt[3]{z(\rho_1 - \rho_0)\dfrac{E^2}{1-\delta^2}}}{\rho_1 V_1 + \rho_0 V_0}}, \tag{66}$$

где c_0 — скорость на глубине $z = 0$; E и δ — модуль Юнга и коэффициент Пуассона для твердых частиц; ρ_1 и ρ_2 — плотность твердых частиц и жидкости; V_1 и V_0 — объемные части твердых частиц и жидкости ($V_1 + V_0 = 1$). Согласно формуле (66) наибольшие изменения скорости происходят на малых глубинах, что подтверждается экспериментами.

Наиболее низкая скорость, менее скорости звука в воде, наблюдается в морских условиях при очень большой пористости отложений типа взвешенных илов и при наличии нерастворенных газов.

Скорость по площади также подвержена сильным колебаниям, что связывается с фациальными изменениями, несогласным залеганием, выклиниванием и т. д.

Трудности в определении истинной скорости приводят к необходимости оперировать со средними скоростями распространения акустических волн в породах. Аналитически средняя скорость выражается формулой (60) [Кобранова, 1962]. Следствием этого является аналогичный с распространением в воде порядок расчета истинных скоростей и погрешностей, однако точности расчетов невелики.

Экспериментальное определение скорости распространения звука при работе методом звуковой геолокации не отличается от принятых методов в сейсморазведке. В ряде случаев для этих целей используется непосредственно геолокационная аппаратура, например, изменение расстояния между приемником и излучателем позволяет получать скоростной разрез методом преломленных или отраженных волн при больших углах. Из новых методов определения скоростей, если имеются скважины, полезно использовать акустический каротаж, дающий весьма высокую точность.

Суммарная ошибка измерений при звуковой геолокации подразделяется на систематические и случайные погрешности. Систематические погрешности исключаются введением поправок, однако при этом возникают случайные ошибки. Таким образом, суммарная ошибка складывается из всех перечисленных ошибок и равна

$$M = \pm\left(\sum_i m_i^2\right)^{1/2}. \quad (67)$$

Особое место в погрешностях звуковой геолокации занимает точность привязки профилей на местности. Исходя из характера и задач работ устанавливается необходимая точность определения координат и выбирается навигационное средство, обеспечивающее заданную точность. Навигационная привязка осуществляется общепринятыми методами (приборами), и ошибка может быть доведена в открытом море до величин, не превышающих 60—70 *м*, а с привязкой по береговым ориентирам, вехам и буям — до единиц метров.

Выводы. Рассмотренные примеры показывают широкие возможности метода звуковой геолокации и перспективность использования его в комплексе морских геологических исследований. Простота и наглядность записей, высокая производительность метода (до 10 *км/ч*) позволяют значительно сократить объем дорогостоящих и трудоемких

сейсмических работ и бурения. При геофизических исследованиях на акваториях полезно применять описываемый метод в комплексе с методом акустического картирования (акустическое «фото-



Рис. 38. Акустическое «фотографирование» донной поверхности. Стрелкой показано направление движения судна.

графирование» поверхности дна) [Tucker, Stubbs, 1961]. Для этого применяются более высокие ультразвуковые частоты, фактически не проникающие в глубь пород, и используются специальные акустические системы, имеющие качающуюся характеристику напра-

вленности. Пример записи рельефа дна по площади приводится на рис. 38. Такое комплексирование позволяет не только получить наглядный акустический разрез и изучить рельеф дна бассейна в профильной плоскости, но и сделать «снимки» значительной площади дна в тех районах, где аэрофотосъемка неэффективна.

Количественная интерпретация эхограмм довольно проста, требующиеся величины скоростей распространения упругих волн могут определяться обычными методами, в ряде случаев для этих целей может использоваться непосредственно аппаратура звуковой геолокации.

Немаловажным достоинством метода является его дешевизна, например, по данным лаборатории Сокони Мобил ойл компани (1960), стоимость при работах на нефть составляет 10—20% от стоимости обычной сейсморазведки на море, а при структурном картировании на угольных месторождениях [Maries, Beckmann, 1962] — 55 ф. ст. на 1 кв. милю. По расчетам ВИТРа экономическая эффективность от внедрения геолокатора ЗГЛ-2 при морском геологическом картировании с учетом разрежения сетки бурения в среднем только на 20% составляет свыше 100 тыс. руб. в год на прибор. Кроме того, применяемые излучатели безопасны для морских живых организмов. Перечисленные достоинства обеспечивают широкое внедрение метода звуковой геолокации в практику геологических работ на акваториях.



Заключение

Метод звуковой геолокации, позволяющий получать непрерывный акустикогеологический разрез подводных отложений и использующий невзрывные (без применения твердых взрывчатых веществ) источники для возбуждения колебаний, только начал широко внедряться в практику морских геофизических исследований. Первоначальные эксперименты с высокочастотной аппаратурой были направлены на выяснение возможности использования эхолотов для изучения не только поверхности дна, но и донных осадков. По мере внедрения метода и усовершенствования источников возбуждения и аппаратуры повышалась глубинность исследований и выявлялись новые области применения метода звуковой геолокации. Это привело к созданию геолокаторов различных классов, отличающихся как по кругу задач, для решения которых они предназначены, так и по устройству аппаратуры и ее параметрам. Малоглубинные геолокаторы I класса ближе всего примыкают к эхолотам, а глубинные геолокаторы III класса по крайней мере по диапазону рабочих частот — к сейсмической аппаратуре.

Звуковая геолокация является как бы связующим звеном между эхолотированием и сейсморазведкой, что создает возможность использовать новейшие достижения этих областей. В звуковой геолокации регистрация ведется методом модуляции по яркости (переменной плотности), как это делается в эхолотировании, в то же время применяются сравнительно низкие рабочие частоты, морские пьезокосы и сейсмические способы определения скоростей распространения упругих колебаний в горных породах.

Большая наглядность одноканальной регистрации отражающих горизонтов методом переменной плотности побудила в последние годы к созданию разнообразных приставок и устройств перезаписи сейсмограмм для сейсмических станций. Они предназначаются для осуществления объективной аппаратурной обработки сейсмических записей вплоть до получения отражающих границ и построения сейсмологических разрезов, аналогичных акустикогеологическим разрезам в методе звуковой геолокации. Но по сравнению с многоканальной сейсмической регистрацией одноканальная запись несет обедненную информацию и не имеет данных для определения глубины залегания отражающих горизонтов.

В ближайшие годы развитие морской сейсморазведки и звуковой геолокации, в основе которых лежат общие физические закономерности, будет идти по пути усовершенствования аппаратуры и использования их лучших сторон. На базе взаимного обогащения будут

созданы единая аппаратура и методика, объединяющие их достижения.

С помощью такой аппаратуры непосредственно на профиле должен регистрироваться непрерывный физикогеологический разрез, отмаркированный по глубине залегания отражающих горизонтов с привязкой на местности. При этом должны использоваться сравнительно маломощные излучающие устройства, безопасные для живых организмов. Необходимая глубина исследований может быть достигнута за счет суммирования сигналов и выделения их на уровне, много ниже фона помех. С созданием такой аппаратуры появятся реальные возможности для внедрения приемов звуковой геолокации не только на акваториях, но и на суше.



Литература

Абрамов Е. П., Соколов О. Н. Опыт применения звуковой локации для геологического картирования дна моря. В сб. Геофиз. приборостр., ОКБ МГ и ОН СССР, № 15, 1963.

Абрамов Е. П., Соколов О. Н. Применение звуковой локации при разведке и разработке россыпных месторождений некоторых типов. В сб. ВИТР. Методика и техника разведки, № 45, 1964.

Азими Ш. А., Калинин А. В., Левин А. С. Возможности применения сейсмоакустических методов при инженерно-геологических изысканиях на акваториях портов. Тр. Союзморниипроект, Инж. изыскания и исследования, 4 (10). Транспорт, 1964.

Ананьева А. А. Керамические приемники звука. Изд-во АН СССР, 1963.

Аранович В. Б. и др. Технические ошибки звуколокационных измерений в маркшейдерских работах. Зап. ЛГИ, сер. геофиз., вып. 2, 1963.

Астрахан И. М. Давление на ударной волне при сильном искровом разряде в воде. Изв. вузов Нефть и газ, № 10, 1959.

Баженова Т. В., Солоухин Р. И. Поле давлений, возникающих в воде при электрическом разряде. В сб. Физ. газодинамика. Изд-во АН СССР, 1959.

Бальян Р. Х. Трансформаторы малой мощности. Судпромгиз, 1961.

Барк Л. С., Гансон П. П., Мейстер Н. А. Таблицы скорости звука в морской воде. Вычисл. центр АН СССР, 1961.

Белобров А. П. Гидрографические работы. Изд. Гидрограф. упр. ВМФ, 1948.

Бенке К. Возбуждение сейсмических колебаний электрическим разрядом в жидкости и накопление их на магнитной ленте. Сб. пер. ОКБ МГ и ОН СССР, № 31, 1961.

Беранек Л. Акустические измерения. ИЛ, 1952.

Бергман П. Ж. и др. Физические основы подводной акустики. Сов. радио, 1955.

Бергман Л. Ультразвук и его применение в науке и технике. ИЛ, 1956.

Берзон И. С. Высокочастотная сейсмика. Изд-во АН СССР, 1957.

Берзон И. С. О некоторых спектральных особенностях волн, отраженных от тонких слоев. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 5, 1959.

Берзон И. С., Васильев Ю. И., Стародубровская С. П. О преломленных волнах, соответствующих водоносным пескам. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1, 2, 1959.

Берзон И. С. и др. Динамические характеристики сейсмических волн в реальных средах. Изд-во АН СССР, 1962.

Бреховских Л. М. О распространении звука в подводном звуковом канале. ДАН СССР, т. 55, № 9, 1949.

Бреховских Л. М. Волны в слоистых средах. Изд-во АН СССР, 1957.

Бузо С. А. Определение рода грунта дна с помощью эхолота. Морской флот, № 10, 1952.

Буркар Т. Рельеф дна морей и океанов. ИЛ, 1953.

Волкова Е. А., Дубров Е. Ф., Соколов О. Н. Вопросы акустического каротажа. Сб. Геофиз. приборостр., ОКБ МГ и ОН СССР, вып. 13, 1962.

Волкова Е. А., Соколов О. Н. Некоторые инструментальные возможности в геолокации. В сб. Геофиз. приборостр., ОКБ ГГК СССР, вып. 21, 1964.
Гурвич И. И. Об отражениях от тонких пластов в сейсморазведке. В сб. Прикл. геофизика, вып. 9, Гостоптехиздат, 1952.
Гурвич И. И. Анализ отражений от тонких пластов. В сб. Прикладная геофизика, вып. 15. Гостоптехиздат, 1956.
Гурвич И. И. Сейсмическая разведка. Гостоптехиздат, 1960.
Дерягин Б. В. О затухании и дисперсии сейсмических волн. Геофизика, № 1, 2, 1931.
Дерягин Б. В. Затухание сейсмических и акустических волн и его зависимость от частоты. Геофизика, № 3, 4, 1932.
Дубров Е. Ф. Прибор для определения количества и размеров газовых пузырьков в жидкости. Изв. ВНИИ гидротехники им. Веденеева, т. 70. Госэнергоиздат, 1962.
Дубров Е. Ф. Опыт применения звуковой геолокации при исследовании подводных структур. В сб. ВИТР. Методика и техника разведки, № 45, 1964.
Дубров Е. Ф., Соколов О. Н. Метод геоакустического зондирования. Сов. геология, № 3. Недра, 1964.
Дубров Е. Ф., Шилик К. К. Применение метода звуковой геолокации для поисков и исследования объектов, погребенных грунтами на дне водоемов. Археология и естественные науки. Наука, 1965.
Дукач Д. Ш., Комаров И. С., Лучшева А. А. Некоторые результаты применения звукогеолокатора ЗГЛ-1 для изучения строения и состава донных отложений. Бюлл. науч.-техн. информ. ВИЭМС, сер. Гидрогеология и инж. геология. ГГК СССР, вып. 58, № 1, 1965.
Евдокимов Г. С. и др. К вопросу о возбуждении упругих колебаний при детонации газовых смесей под водой. ДАН СССР, т. 143, № 5, 1962.
Жуковский Г. Р. Океанография. Водтрансиздат, 1953.
Зверев С. М. Сейсмические исследования на море. Изд-во МГУ, 1964.
Иофе В. И., Янпольский А. А. Расчетные графики и таблицы по электроакустике. Госэнергоиздат, 1954.
Исаев В. С. О зависимости преобладающей частоты спектра импульсного колебания от числа видимых периодов импульса. Тр. ИФЗ, № 6 (173), 1959.
Кавагути А. Упрощенное устройство «ИНТА-РАЙТА» для передачи штриховых изображений на основе электроискровой записи и переменной проводимости. Ж. Эрэкутороникусу, т. 8, № 3, 1963.
Казаковский Д. А., Кротов Г. А., Гурич А. А. Применение акустической аппаратуры для решения маркшейдерских задач. Науч. докл. высш. шк. Горное дело, № 2, 1959.
Казаковский Д. А., Кротов Г. А., Гурич А. А. Применение звуколокации на дражных разработках. Изв. вузов. Горный ж., № 6, 1961.
Казаковский Д. А. и др. Применение звуколокационной съемки для решения маркшейдерских задач. Маркшейдерское дело в социалистических странах. Недра, 1964.
Калинин А. В., Азими Ш. А., Калинин В. В. Разведочные возможности метода эхолотирования и высокочастотной сейсморазведки при исследовании придонных отложений. В сб. Геофиз. исслед., № 1. Изд-во МГУ, 1964а.
Калинин А. В., Азими Ш. А., Калинин В. В. Некоторые вопросы возбуждения и приема упругих колебаний при сейсморазведке малых глубин на мелком море. Там же. 1964б.
Карус Е. В., Пасечник И. П. Изучение упругих и поглощающих свойств горных пород в их естественном залегании методами сейсмоакустики. Изв. АН СССР, сер. геофиз. № 6, 1954.
Карус Е. В., Пасечник И. П. Упругие стационарные синусоидальные волны в реальных средах. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 2, 1955.

Кендиг П. Собственные шумы моря и их измерение. Подводная акустика. Мир, 1965.
Киселев О. Н. Применение эхолота в изучении рельефа и грунтов Баренцова моря. Природа, № 1, 1941.
Кленова М. В. Геология моря. Учпедгиз, 1948.
Коган Л. И. Многократные отражения в водном слое и их влияние на достоверность интерпретации данных сейсморазведки. Развед. геофизика, вып. 2. Недра, 1964.
Коган С. Я. О влиянии поглощения на форму сейсмического импульса. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 9, 1961.
Коул Р. Подводный взрыв. ИЛ, 1950.
Кротов Г. А. Использование результатов звуколокационной съемки при определении потерь на дражных разработках россыпей. Изв. вузов. Горн. ж., № 3, 1963.
Кобранова В. Н. Физические свойства горных пород. Гостоптехиздат, 1962.
Ладышский М. Д., Черникова Л. Г. Исследование распространения ударных волн в разрядной трубке. Ж. прикладной механики и технической физики, № 2, 1961.
Либерман Л. Н. В сб. Распространение звука в океане. ИЛ, 1951.
Лившиц М. Е. Предварительные результаты полевых испытаний ультразвуковой аппаратуры. Информ. сб. ВИТР, МГ и ОН СССР, № 18, 1958.
Нестеров В. С. Распространение упругих волн в гранулированных средах. Акустический ж., т. 5, вып. 3, 1959.
Перник А. Д. Проблемы кавитации в судостроении. Судпромгиз, 1961.
Петров Ю. Н. Способы обработки низкочастотного сигнала для устранения реверберационных помех. В сб. Геофиз. приборостр., вып. 11, 1962а.
Петров Ю. Н. Устранение кратных отражений методом обратной периодической фильтрации. Информ. сб. ВИТР, № 40, 1962б.
Подводная акустика. Пер. под ред. Л. М. Бреховских. Мир, 1965.
Попилов Л. Я. Справочник по электрическим и ультразвуковым методам обработки материалов. Машгиз, 1963.
Попов Е. А. Использование эхолота в навигации. Красный флот, 1946.
Попов Е. А., Савельев В. И. Выбор трассы морского перехода. Строительство трубопроводов, № 6, 1963.
Пузырев Н. Н. Интерпретация данных сейсморазведки методом отраженных волн. Гостоптехиздат, 1959.
Распространение звука в океане. ИЛ, 1951.
Рихтер В. Г. Методы изучения новейшей и современной тектоники шельфовых зон морей и океанов. Недра, 1965.
Руднев Н. И. и др. Работа управляемых искровых разрядников при параллельном включении их в схеме «закоротки». ЖТФ, 31, № 11, 1961.
Рой Н. А., Фролов Д. П. Об электроакустическом к. п. д. искрового разряда в воде. ДАН СССР, т. 118, № 4, 1958.
Рэлей. Теория звука. Т. 2. ГТТИ, 1955.
Савельев В. И. Исследование мощности гравийно-галечных отложений звуковым методом. Гидротехн. строительство, № 12, 1959а.
Савельев В. И. Использование ультразвука в инженерно-геологических изысканиях для гидротехнического строительства. Гидротехн. строительство, № 6, 1959б.
Савельев В. И. Исследование акваторий морских портов акустическим методом. Морской флот, № 5, 1962.
Сергеев Л. А. Изучение строения морского дна эхолотированием и выявление реверберационных зон при морской сейсмической разведке. Изв. АН АзССР, № 2, 1951.
Сергеев Л. А. Ультразвуковое эхолотирование для геофизических целей. Прикл. геофизика, № 20, 1958.
Склизков Г. В., Павловский А. И., Зысин Ю. А. Разрядник для точной коммутации мощных импульсов. ПТЭ, № 5, 1961.

Скучик Е. Основы акустики. Ч. 1. ИЛ, 1959.
Скучик Е., Хэддл Г. Шум обтекания, теория и эксперимент. Подводная акустика. Мир, 1965.
Солодилов Л. Н. Действие взрыва на живые организмы, населяющие море. Развед. геофизика, вып. 8, 1965.
Сулейманов Д. М., Путкарадзе А. Л. Бакинский архипелаг. Геология Азербайджана. Месторождения нефти и газа. Баку, изд-во АН АзССР, 1954.
Тагиев З. Б., Ногаев Ю. В. Звуковое эхолотирование для изучения отложений дна моря. Разработка и эксплуатация морских нефтеносных месторождений, вып. 1Б, изд. АзИНТИ 1964.
Удинцев Г. Б., Лисицин А. П. Изучение слоистости современных морских отложений при помощи эхолота. ДАН СССР, 38, № 5, 1953.
Ульст В. Г., Берзинь Л. Э., Абрамов Е. П. Геологическое строение дна в южной части Рижского залива по данным геоакустического зондирования. Балтика, № 1. Вильнюс, 1963.
Федорцев Б. Ф. Фототелеграфная техника. Воениздат, 1961.
Федынский В. В. Разведочная геофизика. Недра, 1964.
Харкевич А. А. Спектры и анализ. ГИТТЛ, 1952.
Хортон Д. У. Основы гидролокации. Судпромгиз, 1961.
Цыкин Г. С. Электронные усилители. Связьиздат, 1960.
Шапировский Н. И., Саркисов Г. А. Комплексное геологическое картирование дна моря. Разведка и охрана недр, № 1, 1965.
Шарков В. В. Геология подводного склона западного берега Каспийского моря. Наука, 1964.
Шипард Ф. Геология моря. ИЛ, 1951.
Шнюков Е. Ф., Науменко П. И. Киммерийские железные руды вдавленных синклиналей Керченского п-ва. Симферополь, Изд-во «Крым», 1964.
Шулейкин В. В. Физика моря. Изд-во АН СССР, 1953.
Щеглов Ю. В. Камеральная обработка эхограмм. Изв. вузов. Горный ж., № 5, 1964.
Юткин Л. А. Электрогидравлический эффект. Машгиз, 1955.
Юров Ю. Г., Вартанов С. Н. Сейсморазведочные работы на море. Развед. и промысл. геофизика, вып. 26, 1959.
Яковлев Ю. С. Гидродинамика взрыва. Судпромгиз, 1961.
Backus M. M. Water reverberation — their nature and elimination. Geophys., № 2, vol. 24, Apr., 1959.
Baieitis E. Der Schallimpuls eines Flüssigkeitsfunkens. Zeitschrift für angewandte Physik, Bd 9, 9H, 1957.
Bannenberg I. G., Insinger F. G. Improved vacuum switch for capacitor — discharge service. RSI, 33, № 10, 1962.
Beckmann W. C. Geophysical surveying for a channel Tunnel. New scientist, vol. 7, № 175, 1960.
Beckmann W. C. A new geophysical method for undersea coalfields. Min. engn., № 4, vol. 13, 1961.
Beckmann W. C., Drake C. L., Sutton G. H. SDR survey for proposed Chesapeake Bay crossing. J. Surveying a. mapping division, Proc. A. S. C. E., vol. 86, № SU 2, 1960.
Beckmann W. C., Roberts A. C., Luskin B. Sub-bottom depth recorder. Geophysics, № 4, vol. 24, 1959.
Beckner E. H., Kotoski R. H. Ignitron — switched 0,6 — to 90 kv impulse generator. RSI, vol. 33, № 9, 1962.
Bidsall D. H. и др. Magnetic forming. Am. machinist, 105 (6), March 20, 1961.
Born W. T. The attenuation constant of earth materials. Geophysics, vol. 6, № 2, 1941.
Born W. T., Owen I. E. Effect of moisture upon velocity of elastic waves in Amherst sandstone. Bull. Amer. assoc. petrol. geol., vol. 19, № 1, 1935.

Bowers R. A high-power, low — frequency sonar for sub-bottom profiling. The radio a. electronic engn, vol. 25, № 5, 1963a.
Bowers R. Oceanography — modern methods of sub-bottom profiling using sonic reflection techniques. Science progress, vol. 51, № 201, 1963б.
Chambers R. E. Undersea coalfield exploration by echoes. A marine geophys. survey. Steel a. coal, vol. 185, № 4907, 1962a.
Chambers R. E. Undersea coalfield exploration by echoes «Sparker» survey on North-East Coast. Min. j., vol. 258, № 6612, May, 11, 1962б.
Curray J. R., Moore D. G. Shallow structure and stratigraphy along acoustic — reflection and coring traverses, Breton, Chandeleur and Mississippi sounds, northern Gulf of Mexico. Geol. soc. Amer. spec. paper, № 73, 1963.
Del Grosso V. A. The velocity of sound in sea water of zero depth. Rep. № 4002, Naval res. lab., Washington, 1952.
Edgerton H. E., Hayward G. G. The «Boomer» sonar source for seismic profiling. Geophys. res., vol. 69, № 14, 1964a.
Edgerton H. E., Payson H. Sediment penetration with a short — pulse sonar. Sedimentary petrology, vol. 34, № 4, 1964б.
Eisenmenger W. Eine elektromagnetische Impulsschallquelle zur Erzeugung von Druckstössen in Flüssiqkeiten und Festkörpern, Proc. Third Internat. Congr. of Acoust, 1961.
Ewing J. I., Tirey G. B. Seismic profiler. Geophys. research, vol. 66, № 9, 1961.
Früngel F. Optik, 3, 124, 1948.
Früngel F., Keller H. Stossschallquellen, Grundlagen und Analogie zu Spengstoffumsetzungen. Zeitschrift für angewandte Physik, Bd 9, 3, H., 1957.
Gassman F. Elastic waves through a packing of spheres. Geophys., № 4, 1951.
Goldman L. M. Spark-gap switching of a 384 *kj* low inductance capacitor bank. RSI, vol. 33, № 10, 1962.
Hayakawa M. и др. Sonic method survey at Osaka Bay. Bull. Geophys. surv. Japan, vol. 15, № 1, 1964.
Hersey J. B. New sonar thumper carts ocean subbottom. Electronics, № 3, 1961.
Hersey J. B. Findings made during the June 1961 cruise of Chain to the Puerto-Rico trench and Caryn sea mount. Geophys. res., vol. 67, № 3, 1962.
Hersey J. B. и др. Sonar uses in oceanography. Instr. soc. Amer., confer. preprint, 21—60, 5—9, 1960.
Hersey J. B. и др. Pingers and thumpers advance deep-sea exploration. I. S. A. journ., vol. 8, № 1, 1961.
Hersey J. B., Richards A. F. Acoustic studies at Copelinhos volcano, Azores. Mem. dos Servigoc geol. de Portugal, N. S., № 9, 1962.
Hosali N. M. On seismic waves in a visco-elastic earth. Proc. Roy. soc (A), vol. 104, № 725, 1923.
Knudsen V. O. и др. Underwarter ambient noise. Marine res., vol. 7, 1948.
Kolm H. и др. High magnetic fields. MIT press a. John Wiley and Sons, 1962.
Leenhardt O. Apercu sur les mèthodes et techniques de sismique marine. Bull. Inst. Ocèanograph., 1269, vol. 60, 1963.
Leenhardt O. Le mud penetrator. Bull. Inst. Ocèanogr. vol. 62, № 1303, 1964.
Maries A. C., Beckmann W. C. A new geophysical method for the exploration of undersea coal fields. The min. engn (V. K.), № 4, p. 262—276, 1962.
McClure C. D., Nelson H. F., Huckabay W. B. Marine sonoprobe. A new seismic system for the study of recent sediments, World petrol., vol. 28, № 3, 1957.
Meagher T. F. The conversion of electromagnetic energy into shock pulses. I. S. A. Trans., vol. 3, № 4, 1964.

Moore D. G., Curray J. R. Structural framework of the continental terrace northwest Gulf of Mexico. J. Geophys. res., vol. 68, p. 1725—1747, 1963.

Overeem A. J. A. van. Sonic underwater surveys to locate bedrock off the coasts of Billiton and Singkep. Indonesia, Geol. en mijnbauw, vol. 39, № 10, 1960.

Padberg L. R. Novel sound sources, Bureau Ships j., vol. 11, № 3, 1962.

Shumway G. A resonant chamber method for sound velocity and attenuation measurements in sediments. Geophys., vol. 21, № 2, 1956.

Shumway G. Sound speed and absorption studies of marine sediments by a resonance method. p. 2. Geophys., vol. 25, 3, 1960.

Smith H. C. Recent underwater surveys using low-frequency sound to locate shallow bedrock. Geol. soc. Amer. bull., vol. 69, № 1, 1958.

Smith W. O., Nichols H. B. Mapping water — saturated sediments by sonic methods. Sci. monthly, vol. 77, № 1, 1953.

Somers M. L., Stubbs A. R. A mud echo — sounder. J. Inst. water engn, vol. 16, № 7, 1962.

Stocks T. Erkundungen über Art und Schichtung der Meeresbodens. Die Naturwissenschaften, H. 23, 1935.

Sutton G. H., Berckhemer H., Nafe Y. E. Physical analysis of deep sea sediments. Geophys., vol. 22, № 4, 1957.

Tucker M. J., Stubbs A. R. Narrow — beam echo — ranger for fishery and geological investigations. Brit. j. appl. phys., vol. 12, № 3, 1961.

Wyllie M. R. J., Gardner G. H. F., Gregory A. R. An experimental investigation of factors affecting elastic wave velocities in porous media. Geophys., vol. 23, № 3, 1958.

Оглавление



Евгений Федорович Дубров

ЗВУКОВАЯ ГЕОЛОКАЦИЯ

Научный редактор *В. И. Савельев*
Ведущий редактор *И. А. Шенгер*
Технический редактор *А. Б. Ящурржинская*
Корректор *Л. А. Корх*
Обложка работы художника *И. Г. Школьникова*

М-54070. Сдано в набор 16/VI 1967 г.
Подписано к печати 25/VIII 1967 г.
Формат бумаги 60 × 90¹/₁₆. Печ. л. 7. Усл. л. 7.
Уч.-изд. л. 7,26. Изд. № 374. Тираж 2000 экз.
Бумага № 1. Заказ № 749. Индекс 1-4-1-Л.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение.
Ленинград, Ф-2, ул. Ломоносова, 22.

Ленинградская типография № 14 «Красный Печатник»
Главполиграфпрома Комитета по печати
при Совете Министров СССР. Московский пр., 91.

Цена 46 коп.

46 коп.

НЕДРА · 1967